

Modélisation du champ MAGnétique principal par Inversion de données d'OBServatoires (MAGIOBS)

Thebault Erwan¹ | Gailler Lydie¹

REVISION

Rev	Status du document	Date	Doc propriété	Modifications
00	Version 1	22/07/2023	LMV	
01	Revision	29/07/2023	LMV	Contenu

Ce document est un synthèse de l'état de l'art concernant la représentation du champ principal géomagnétique dans le cadre du projet MAGIOBS. Il ne relève d'aucune clause de confidentialité.

Résumé

Le champ magnétique terrestre résulte de la superposition de sources générées à l'intérieur et à l'extérieur de la surface terrestre. La source principale du champ se situe à 2900 km de profondeur et est générée par des courants convectifs dans le noyau liquide par un effet dynamo. Ce champ représente plus de 98 pourcent de l'intensité moyenne mesurée proche de la surface terrestre et est animé d'une dérive temporelle généralement lente (de quelques mois à plusieurs années) avec des sursauts d'accélération qualifiés de « secousses magnétiques » (ou "geomagnetic jerks"). La représentation de ce champ en harmoniques sphériques permet d'estimer ses valeurs en tout point de l'espace. En revanche, il reste à l'heure actuelle impossible de prédire les variations temporelles du champ principal avec suffisamment de précision au-delà d'un horizon d'environ 5 ans. Cette limite de prédictibilité est confirmée par des simulations numériques de la dynamo qui tentent de reproduire les caractéristiques principales du champ magnétique terrestre (Hurlot et al., 2010). Ce document synthétise l'état de l'art de la mesure magnétique, de la modélisation du champ principal dans le système mathématique des harmoniques sphériques, et des techniques d'intercomparaisons entre modèles .

¹Laboratoire Magmas et Volcans, Université Clermont Auvergne, Blaise Pascal, 63170 Aubière, France

Correspondence

Thebault E., Laboratoire Magmas et Volcans, France
Email: erwan.thebault@uca.fr

Funding information

Cette étude est partiellement financée par le CNES dans le cadre du projet "Exploitation scientifique de la mission Swarm".

RESUME

1	Introduction	4
2	La mesure du champ géomagnétique	5
2.1	Le vecteur champ géomagnétique	5
2.2	Mesures magnétiques aux observatoires magnétiques	5
2.3	La contribution française au réseau mondial des observatoires magnétiques	12
2.4	Mesures du champ géomagnétique depuis l'espace	14
2.5	Contributions françaises à la mesure géomagnétique depuis l'espace	15
3	Modélisations mathématiques du champ magnétique en harmoniques sphériques	17
3.1	Les harmoniques sphériques	18
3.2	Le modèle géomagnétique international de référence	22
3.3	La contribution française à l'IGRF	25
3.4	Techniques de comparaison et d'évaluation des différents modèles	27
3.5	Les poids de Huber	31
4	Incertitudes estimées du modèle IGRF	33
4.1	Erreur de représentation pour le champ principal géomagnétique	35
4.2	Erreur de représentation de la composante séculaire	36
5	Remarques conclusives	37

1 | INTRODUCTION

Le champ magnétique terrestre est généré par des phénomènes électromagnétiques complexes qui ont lieu dans le noyau, la lithosphère, et les régions extérieures à la surface terrestre. Chacune de ses sources obéit aux lois de la théorie électromagnétique mais résulte de processus différents dont certains, selon les échelles de temps considérées, ont des comportements temporels non prédictibles. Le champ magnétique total peut être mesuré à la surface de la Terre, aux altitudes atteintes par les avions, ou à plus haute altitude par des satellites navigant à l'intérieur de la cavité magnétosphérique (< 4 rayons terrestres). Ces ensembles de données doivent être représentés par des fonctions mathématiques satisfaisant à la théorie du potentiel afin de nous permettre de prédire le champ magnétique à des endroits de l'espace physique vides de donnée ou inaccessibles à la mesure directe (intérieur de la Terre, par exemple). Ces modèles mathématiques peuvent servir dans un premier temps à la cartographie du champ, être ensuite interprétés qualitativement, ou finalement reliés à des paramètres physiques fondamentaux pour des interprétations plus quantitatives décrivant le processus dynamo. Le champ magnétique terrestre principal est animé d'une dérive dont la temporalité se déroule entre quelques mois (Lesur et al., 2022) à des millions d'années (Constable and Johnson, 2005). A ce champ principal se superposent d'autres contributions. Certaines peuvent être localement intenses comme le champ magnétique généré par la couche superficielle de la Terre (typiquement dans les 30 premiers kilomètres) qui provient de l'aimantation des roches (Thébault et al., 2010b). Cette aimantation peut-être permanente et contenir une information sur le champ passé dont la direction diffère de celle du champ actuel et induite par le champ principal grâce à la susceptibilité magnétique des roches terrestres. Dans les deux cas sa séparation d'avec le champ principal sur les échelles spatiales inférieures à 2500 km environ reste une difficulté qui fait l'objet de recherches actuelles (Hulot et al. (2009); Thébault et al. (2009)). L'intensité moyenne du champ crustal est relativement faible (1 pourcent du champ total) mais avec des variations locales parfois très intenses et encore insuffisamment cartographiées. Deux autres sources relativement faibles mais récurrentes et d'origine externe posent problème pour la prédiction temporelle du champ magnétique interne sur le long terme car leurs cycles se superposent aux variations temporelles du champ principal. Elles sont générées l'une dans l'ionosphère (en 80 km et 400 km d'altitude) et l'autre dans la magnétosphère. Ces sources présentent des variations diurnes, saisonnières, semi-annuelles et annuelles ainsi que des variations que l'on peut corrélérer avec les cycles solaires. Elles peuvent être intenses en cas d'événements appelés « orages magnétiques » et des phénomènes de reconnections électriques entre la magnétosphère et l'ionosphère peuvent occasionner des perturbations sérieuses pour les télécommunications, les géolocalisations et les réseaux électromagnétiques en général. Ces sources sont en général animées par des effets transitoires et restent difficiles à modéliser (Finlay et al., 2017). Enfin, une contribution importante pour la modélisation de la partie temporelle de champ principal provient de la réponse du manteau terrestre à l'excitation du champ magnétosphérique. Les variations grandes échelles du champ magnétosphériques induisent en effet un champ interne dont l'amplitude et la distribution spatiale dépend de la conductivité électrique des minéraux terrestre (Civet et al., 2015), du profil de température dans le manteau et de sa teneur en eau etc...; autant de paramètres encore très mal connus (Verhoeven et al., 2021).

La représentation précise de la contribution interne du champ magnétique et de ses variations temporelles repose sur un ensemble de données et de techniques en constante évolution qui ont vocation à séparer ces différentes contributions.

Dans ce rapport nous nous intéressons à la partie grande échelle et variant lentement dans le temps du champ magnétique interne de la Terre. Ce champ provient d'un processus de dynamo généré au sein du noyau externe et dont la frontière se situe avec le manteau à 2900 km de profondeur. Cette géodynamo entraîne des changements dans le champ magnétique terrestre sur des échelles de temps allant de moins d'un an à des centaines de millions d'années (Constable and Johnson, 2005) et nous nous intéresserons uniquement à la partie rapide inférieure à 5 ans. Cette surveillance du champ géomagnétique interne à grande échelle et de ses variations temporelles est fondamentale pour améliorer notre compréhension de la dynamique interne de notre planète, ainsi que pour maintenir et développer une technologie de navigation aéronautique et de positionnement dans l'espace en complément du système Global Navigation Satellite System (GNSS).

2 | LA MESURE DU CHAMP GÉOMAGNÉTIQUE

2.1 | Le vecteur champ géomagnétique

Le champ magnétique terrestre est une quantité vectorielle qui possède en chaque point de l'espace une intensité et une direction. Dans les coordonnées sphériques les composantes vectorielles sont définies en direction du Nord, de l'Est et du rayon terrestre dans le sens orienté vers le centre. Localement, nous pouvons utiliser la projection du vecteur champ magnétique terrestre en sphérique sur trois axes de coordonnées rectangulaires liés aux coordonnées géographiques. Ceci permet de définir de manière orthogonale le champ selon la direction sud-nord géographique (composante horizontale X positive vers le Nord), selon la direction ouest-est géographique (composante horizontale Y positive vers l'Est) et selon la verticale du lieu (composante verticale Z positive vers l'intérieur de la Terre). L'intensité du champ est la norme du vecteur. Les composantes X, Y, Z et F sont données en nanoteslas.

Le plan méridien magnétique correspond à un plan défini par la verticale du lieu (Z) et la direction de l'aiguille aimantée en ce lieu (H). Deux angles D et I mesurent en degrés respectivement la déclinaison définie par l'angle formé entre le méridien géographique et le méridien magnétique, et l'inclinaison définie par l'angle entre l'horizontal et la direction verticale. Les données d'observatoires sont en générales publiées dans le référentiel local et en déclinaison/inclinaison. Les données satellitaires, aéromagnétiques ou marines sont généralement publiées en coordonnées sphériques; la conversion entre les deux systèmes de références étant triviale.

2.2 | Mesures magnétiques aux observatoires magnétiques

Les différentes sources du champ magnétique ont pu être caractérisées dans leurs structures générales grâce à la mesure du champ magnétique depuis plus d'un siècle. Le champ magnétique continue ainsi d'être mesuré en continu aux observatoires magnétiques disposés en divers endroits à la surface du

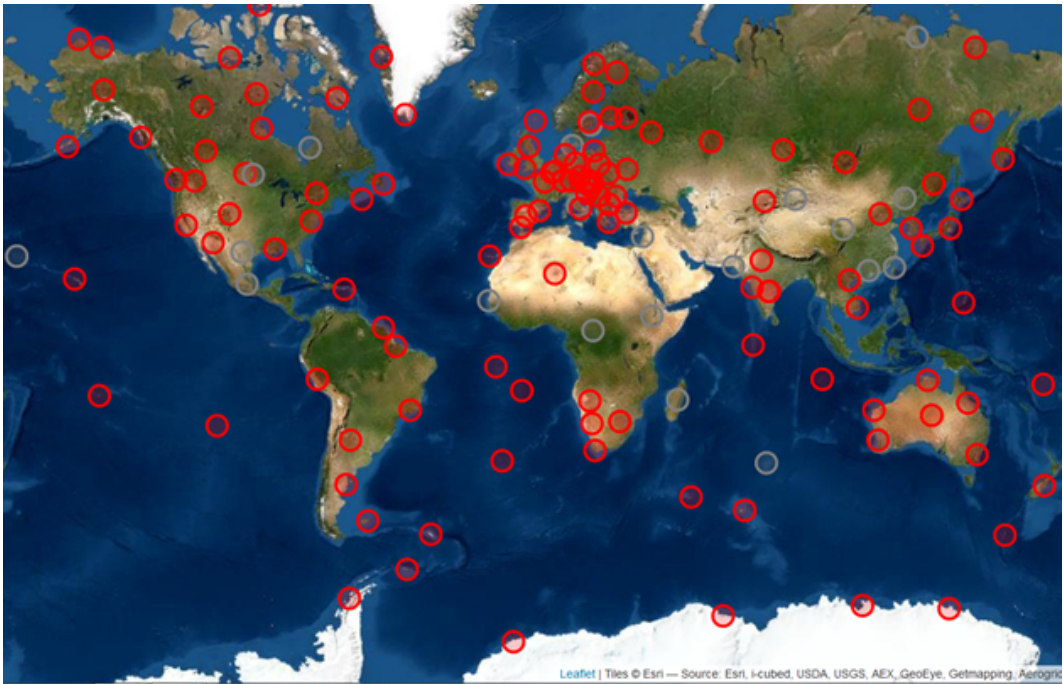


FIGURE 1 Distribution géographique des observatoires magnétiques terrestres obéissant à la norme INTERMAGNET au 01/01/2022.

globe terrestre. Afin d'assurer des séries de mesures les plus complètes, la communauté internationale s'est structurée autour de standards et de protocoles de mesures. Le réseau INTERMAGNET (<https://www.intermagnet.org>) sous l'égide de l'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie rassemble (IAGA/IAGA : <https://iaga-aiga.org/>), compile, et distribue les mesures vectorielles et scalaires de plus de 150 observatoires. La distribution géographique de ces observatoires n'est pas homogène (Figure 1). La couverture spatiale est contrainte par la nécessité de trouver des localisations « magnétiquement calmes » en dehors de fortes pollutions électromagnétiques d'origines anthropiques et idéalement sur des zones sédimentaires et non sur des roches volcaniques fortement aimantées. A partir de ces contraintes, l'objectif des observatoires magnétiques est d'offrir une couverture pérenne, des données calibrées d'une qualité systématiquement contrôlée, et des séries temporelles les plus longues possibles (Love and Chulliat, 2013). Pour la représentation spatiale du champ magnétique, les observatoires souffrent néanmoins de limites liées à leur distribution sur les continents. Cette distribution ne permet pas la représentation du champ total avec une résolution spatiale meilleure que 3000 km environ et certaines échelles spatiales sont naturellement mieux contraintes que d'autres. En revanche, les observatoires magnétiques sont essentiels à la surveillance des variations temporelles rapides du champ géomagnétique.

La Figure 2 propose le résultat d'une simulation numérique simple pour laquelle il a été imaginé que les continents étaient couverts de manière quasi homogène par un ensemble d'observatoires magnétiques. Nous avons calculé les valeurs vectorielles synthétiques du champ géomagnétique interne

à la position de ces observatoires fictifs. L'exercice consiste ensuite par problème inverse à retrouver numériquement les paramètres originaux du modèle et de recalculer les valeurs du champ initial n'importe où. A partir de cette distribution, la corrélation entre les paramètres initiaux et estimés du modèle (Figure 3) apparaît médiocre et ceci dès les bas degrés (c'est-à-dire les grandes échelles spatiales). Le champ magnétique lui-même (non montré) est relativement correct dans le domaine géographique mais montre des structures artificielles liées à la dichotomie continent/océan. Cet exercice a vocation à illustrer deux problématiques distinctes. La première est que la distribution des données entraîne des covariances parfois importantes entre les paramètres du modèle avec le risque d'amplifier les erreurs et de créer des artefacts. Les paramètres du modèle ne sont donc plus individuellement significatifs. En revanche, par le truchement des covariances les valeurs du champ reconstruit peuvent rester globalement cohérentes dans la région des mesures. En dehors de l'ensemble des données initiales, l'interpolation ou l'extrapolation du champ est instable. La distribution (artificielle) des observatoires magnétiques présentée dans le figure 2 pourrait presque apparaître idéale dans le sens où leur position est homogène et quasi-équidistante sur les continents. Ceci nous conduit à la seconde problématique peu intuitive: une très forte densité de mesures est susceptible d'entraîner la dégradation du modèle par rapport à une distribution moins dense mais mathématiquement et physiquement plus pertinente. Un des objectifs de MAGIOBS sera d'explorer et de définir un ensemble fini de distributions qui conduit à une meilleure représentation du champ.

Idéalement, le champ géomagnétique pourrait être mieux reconstruit grâce à des mesures en domaine océanique. L'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie (AIGA/IAGA) a édité de longue date une résolution (Resolution No.9 (1995): Ocean-bottom magnetic observations) destinée aux Etats afin de raffiner le réseau mondial par l'ajout d'observatoires magnétiques de fond de mer. Cette initiative a été portée par un consortium Européen grâce auquel plusieurs solutions techniques ont été envisagées. A ce jour, il s'agit toujours d'un axe de recherche et développement afin de résoudre les problèmes d'orientation stable du référentiel du magnétomètre vectoriel. Ces observatoires prototypes tels que GEOSTAR (GEophysical and Oceanographic STation for Abyssal Research) ont montré leur très forte sensibilité aux mouvements de terrain et aux marées (Beranzoli et al., 1998). Ces effets sont bien visibles dans les enregistrements, ce qui les rend utiles en océanographie (analyse des courants océaniques, effets de downwelling etc.). En revanche, les variations temporelles sont encore trop dominées par ces effets de surface pour permettre l'analyse fine des variations temporelles du champ magnétique du noyau.

Si tous les observatoires magnétiques sont situés en zone « magnétiquement calmes », ils reposent nécessairement sur des sources d'origine crustale (biais des roches, phénomènes électrocinétiques de marées ou de nappes phréatiques, contaminations anthropiques etc.). Malgré un objectif de pérennité, leur distribution spatiale globale évolue parfois avec le temps (Figure 4), soit pour des raisons techniques (conditions extrêmes, territoires éloignés, etc.) soit pour des raisons géopolitiques (embargo, restrictions en personnels, dégradations, etc.). Ces modifications géographiques et spatiales sont également susceptibles de générer des variations temporelles artificielles et significatives. Ces variations temporelles résultent du transfert d'énergie des petites échelles vers les grandes échelles via le problème de covariance mentionné plus haut. Ce phénomène est également amplifié par les contributions du biais crustal

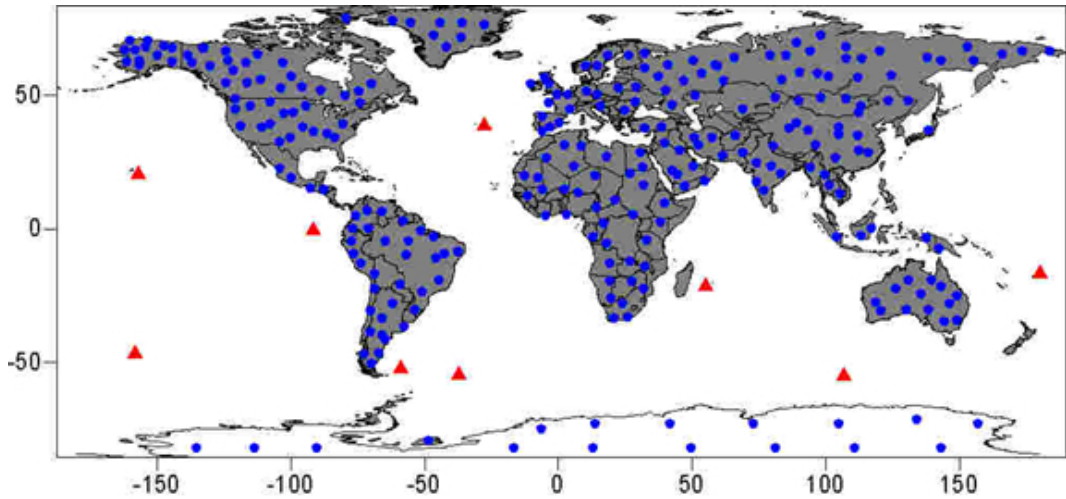


FIGURE 2 Distribution géographique des observatoires magnétiques terrestres obéissant à la norme INTERMAGNET au 01/01/2022.

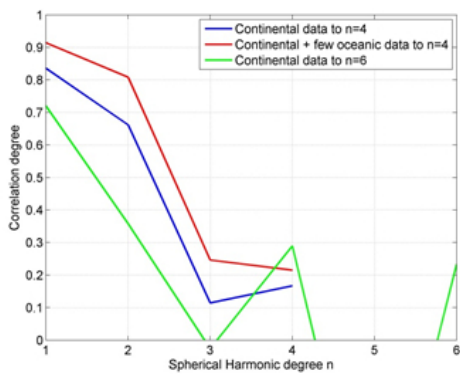


FIGURE 3 Corrélation spectrale entre les coefficients du champ estimé à partir de données de la Figure 2 et des coefficients théoriques.

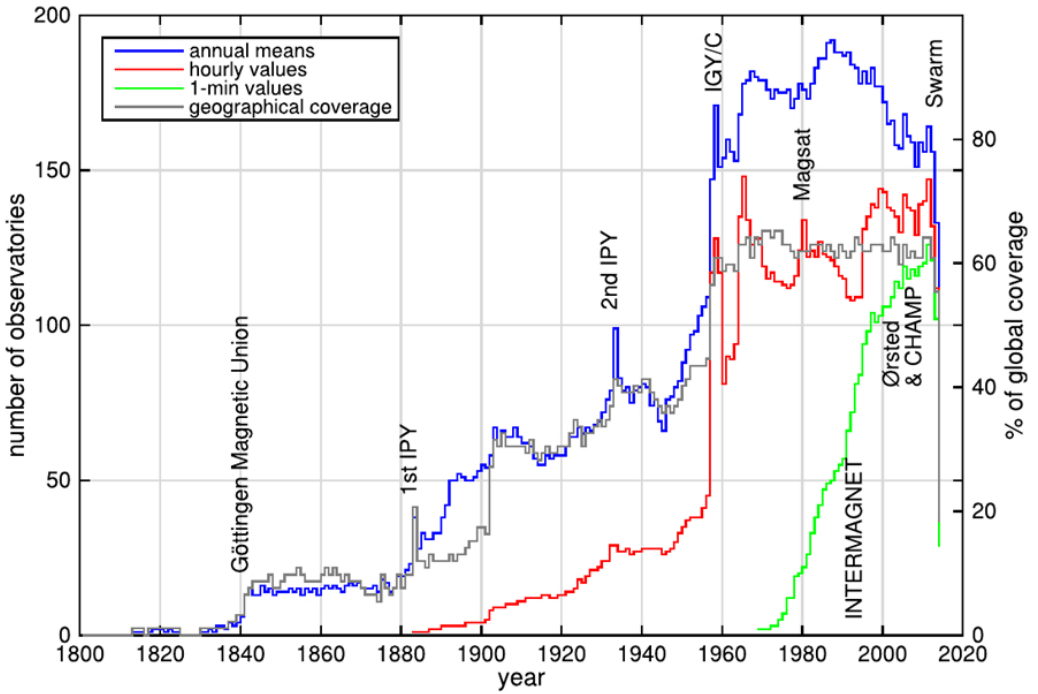


FIGURE 4 Distribution temporelle des mesures d'observatoires magnétiques au cours du temps (d'après Chulliat et al. (2017)).

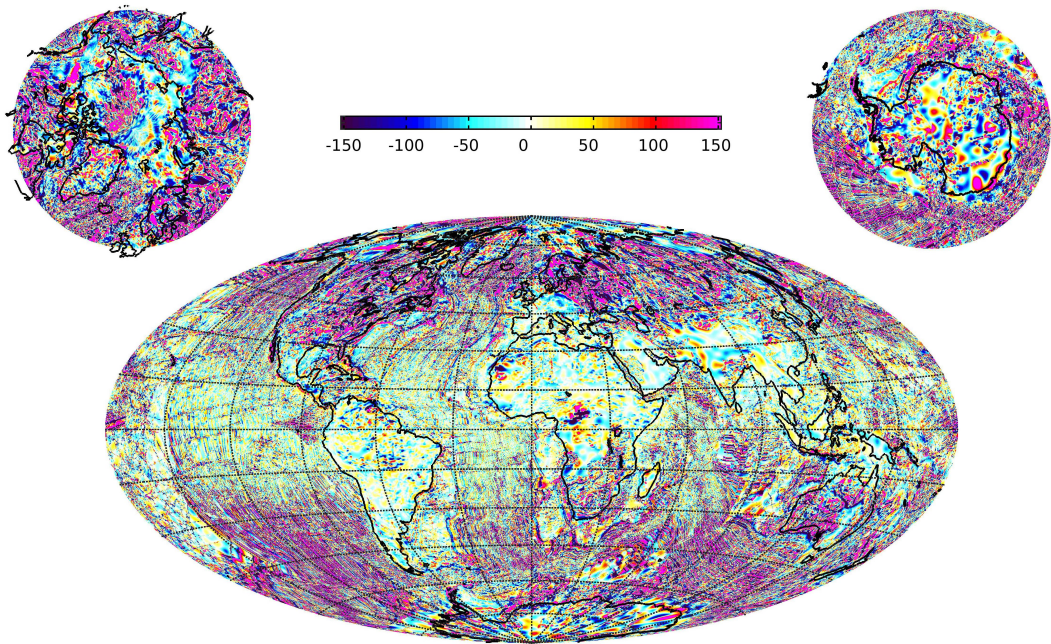


FIGURE 5 Composante verticale du champ crustal reconstruit à partir de l'ensemble des données disponibles dans le domaine public (Thébault et al., 2021).

qui est différent pour chaque observatoire.

La figure 5 montre la distribution de la composante vertical du champ crustal calculée à la partir de la compilation mondiale du World Digital Magnetic Anomaly Map (Lesur et al., 2016). Le modèle a été caclulé en harmoniques sphériques (voir plus bas) jusqu'à la résolution spatiale théorique de 30 km. Les contributions crustales sont susceptibles de contaminer fortement les mesures aux observatoires magnétiques terrestre en se superposant à la composante strictement interne (Thébault et al., 2021). Un des objectifs du projet MAGIOBS sera de prendre en compte ces prédictions de contamination pour corriger les données d'observatoire. Une version du WDMAM mise à jour (WDMAM version 2.1: www.wdmam.org) a été présentée lors de la dernière assemblée de l'Union Internationale de Géophysique et de Géodésie (Berlin, Juillet 2023) et un nouveau modèle global est en cours de préparation dans le cadre du projet CNES "Exploitation scientifique de la misson Européenne Swarm" et du consortium européen "Data Innovation Science Cluster" dirigé par l'Agence Spatiale Européenne (ESA).

La figure 4 montre un autre exemple synthétique. Le champ magnétique du noyau a été calculé pour l'époque fixe en 2000 sur des positions fictives d'observatoires avec un modèle synthétique du champ du noyau dont le pôle magnétique (en vert) est centré sur le pôle géographique. Le modèle de champ magnétique crustal réel (Thébault et al., 2021) a ensuite été superposé pour simuler le biais crustal. Plusieurs centaines de modèles de champ du noyau ont été ensuite estimés à partir d'une distribution fictive d'observatoires qui évolue avec le temps soit parce qu'ils ne sont plus maintenus et que les séries s'interrompent, soit parce qu'ils sont déplacés de quelques dizaines kilomètres et que leur biais crustal

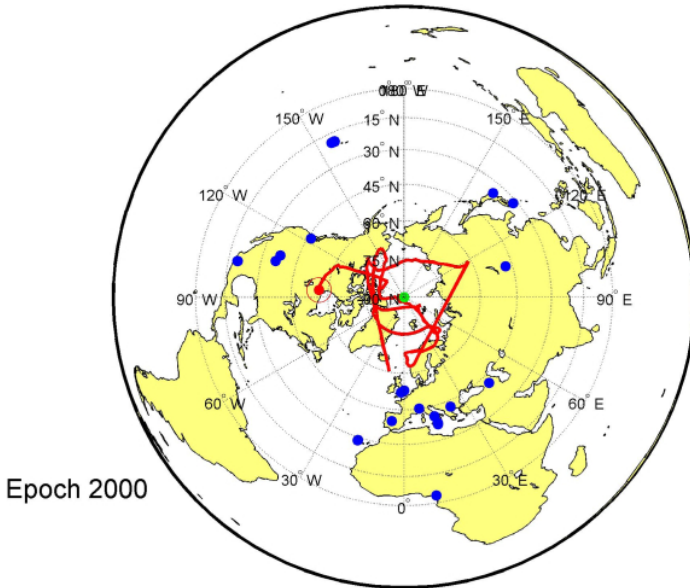


FIGURE 6 Illustration de la dérive apparente du pôle en raison de variations géographiques des mesures terrestres.

est modifié. Pour chacun des modèles la localisation du pôle magnétique est estimée (en rouge) et comparée avec celle attendue du pôle qui est fixe (en vert). Nous constatons une dérive apparente du pôle avec le temps malgré un champ magnétique initialement constant. Rappelons qu'il s'agit d'un exercice illustratif fondé sur des valeurs synthétiques et une distribution fictive d'observatoires qui n'a vocation qu'à amplifier des effets qui existent en réalité dans les modèles. Dans le cadre du projet MAGIOBS, nous tenterons de corriger de cette dérive apparente en prenant mieux en compte le champ crustal tout en tentant de réduire les covariances entre les paramètres estimés à partir des séries d'observatoires.

Il est donc important d'avoir une grande stabilité dans la position des mesures d'observatoire afin qu'un changement de position géographique n'entraîne pas de variation temporelle artificielle. La question des embargos géopolitiques est particulièrement problématique sur point, que ce soit pour des raisons de conflits entre nations ou de problèmes politiques internes (par exemple le « shutdown » des services publics en 2018-2019 sous l'administration Trump). Durant la dernière assemblée de Berlin (UGGI, Juillet 2023) nous avons voté une résolution en ce sens pour demander aux états membres de l'IGA de continuer à assurer la libre distribution de ces données (Resolution No. 1 (2023): Sharing geomagnetic field data across borders). Toutes ces restrictions sont susceptibles d'entraîner des biais et des variations temporelles fictives dans la représentation du champ magnétique estimée à partir des données d'observatoires uniquement et il conviendra de les prendre en compte soit pour les corriger, soit pour construire des incertitudes réalistes (ellipsoïdes de confiance sur la localisation du pôle, par exemple).

2.3 | La contribution française au réseau mondial des observatoires magnétiques

Sur le plan national, le Bureau Central de Magnétisme Terrestre (BCMT : <http://www.bcmf.fr>) coordonne et évalue l'activité des observatoires magnétiques maintenus par la France, sur le territoire national ou en coopération. Créée en 1921, cette structure a six objectifs principaux: être l'interlocuteur français privilégié des organismes équivalents nationaux ou internationaux (AIGA), centraliser les données de tous les observatoires concernés (le BCMT harmonise ses spécifications en fonction des recommandations de l'AIGA et publie chaque année un bulletin de données), mener une politique cohérente quant à l'installation des observatoires magnétiques, définir les protocoles de mesure dans les observatoires français et les stations des réseaux de répétition, coordonner le développement des équipements au sein des organismes concernés et assurer la formation des observateurs. L'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) et l'Institut Terre et Environnement de Strasbourg (ITES, anciennement EOST) assurent l'administration et le fonctionnement du BCMT. Ces deux instituts de recherche sont épaulés sur le plan logistique, financier et humain par le Commissariat à l'Énergie Atomique (CEA), le Centre National d'Études Spatiales (CNES), l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), l'Institut Polaire Français Paul-Émile Victor (IPEV), l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Le BCMT est également partenaire de réseaux internationaux collaboratifs qui lui permettent d'opérer ou de faire opérer la maintenance d'observatoires magnétiques en territoires éloignés.

Le BCMT assume la responsabilité scientifique de 16 observatoires magnétiques sur le territoire métropolitain et outre-mer ainsi que sur le Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises (TAAF) aux observatoires de Martin de Viviers à l'île Amsterdam, de Port Alfred dans l'archipel des Crozet, de Port-aux-Français aux îles Kerguelen et de Dumont d'Urville en Terre Adélie qui sont maintenus par l'ITES; l'Institut Polaire Français Paul-Émile Victor (IPEV) assurant outre-mer le financement et le soutien logistique nécessaires sur appel à projet. La distribution géographique des observatoires sous la responsabilité totale du BCMT (rouge) ou en partenariat (en gris) est indiquée sur la Figure 7.

Le BCMT poursuit la mise en oeuvre d'un plan stratégique à long terme visant à aboutir à la mise en place de services d'observatoires magnétiques dédiés à la surveillance du champ magnétique et, plus récemment, aux activités de météorologie spatiale. Les données magnétiques mesurées aux observatoires magnétiques constituent des séries temporelles de mesures sur plusieurs décennies. Elles sont utilisées presque systématiquement dans tous les modèles de champs magnétiques (et de conductivité électrique globale du manteau terrestre). Certains observatoires sont situés à des endroits géographiques stratégiques, en particulier ceux de l'Antarctique, des régions éloignées et près de l'équateur (Figure 7). Des efforts récents ont été faits pour surveiller en permanence le champ magnétique près de l'équateur magnétique où le champ magnétique principal est particulièrement complexe. Cette zone est proche de l'anomalie d'intensité sud-atlantique (SAA), qui évolue rapidement et qui donne accès à des informations essentielles sur la dynamique du champ magnétique interne et ses interactions avec les champs externes. Cette zone minimale d'intensité du champ géomagnétique global est dite zone à risque générant des dommages matériels sur les satellites les plus soumis à l'influence du vent solaire et de ses particules électriquement chargées (par exemple, Meier et al. (2023)). L'observatoire de Kourou (KOU) occupe quant à lui une position stratégique pour le CNES et son programme Ariane espace.

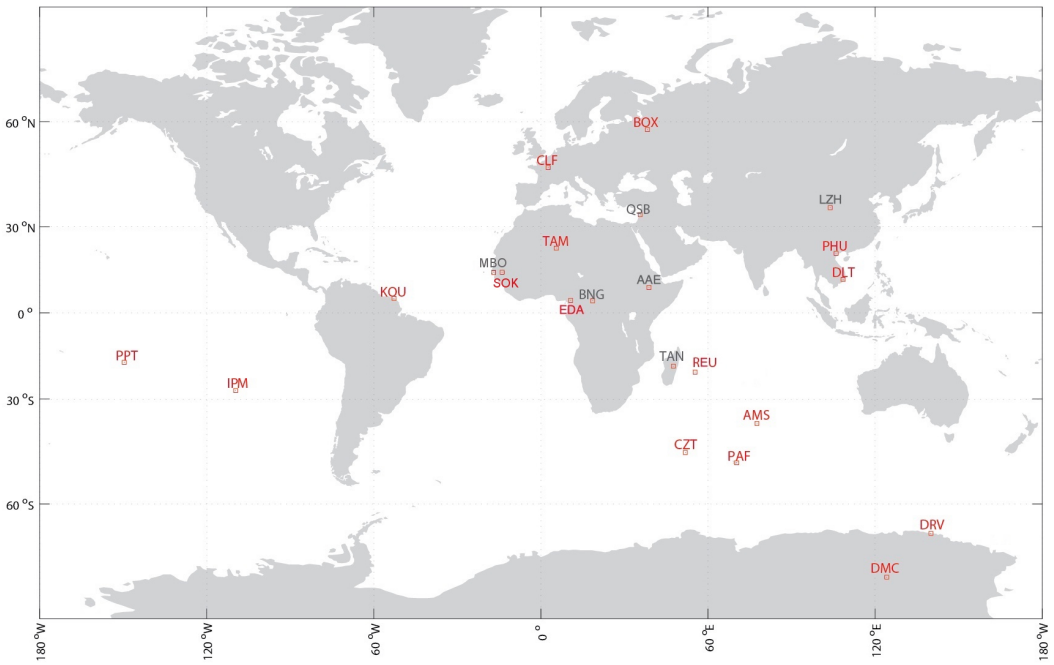


FIGURE 7 Répartition géographique des observatoires magnétiques sous la responsabilité du BCMT (en rouge) et en collaboration (gris). Image: www.bcmt.fr.

Les réseaux d'observation magnétique au sol fournissent des mesures de champ magnétique en continu. Les séries chronologiques peuvent ensuite être transformées en indices magnétiques surveillant l'activité des champs magnétiques terrestres et les interactions entre ces champs et le système terrestre (Menvielle and Marchaudon, 2007). Ces indices sont explicitement et systématiquement utilisés dans les travaux relatifs à la météo spatiale et au géomagnétisme, et sont à ce titre qualifiés de « produits auxiliaires ». Nous estimons à partir d'échantillons bibliométriques que les indices géomagnétiques sont utilisés dans plus de 80 pourcent des articles scientifiques publiés en géomagnétisme.

Le Service International des Indices Géomagnétiques (ISGI: <https://isgi.unistra.fr/>) est hébergé en France à l'ITES et bénéficie d'une réputation internationale de premier plan. Il fait également partie du groupe de travail IAGA V-DAT en étroite relation avec le groupe de travail IAGA V-OBS et fait partie du World Data System. Ce service de données bénéficie de labels de reconnaissance au niveau national et européen et est intégré au sein de l'infrastructure européenne EPOS, des infrastructures françaises DataTerra, Form@Ter, The Organization for Applied Research in Meteorology, etc. Il collabore avec de nombreux acteurs du monde académique et mondes civils. Le projet ISGI vise à maintenir la production à long terme d'indices géomagnétiques en temps quasi réel, mais aussi à analyser des séries d'indices plus anciens, à extraire statistiquement de nouvelles tendances et à explorer la pertinence de nouveaux indices magnétiques décrivant de nouveaux processus physiques. Les recherches actuelles proposent de lier des variations géographiques spécifiques de ces indices à l'état électrodynamique de la magnétosphère. Les produits complets livrés en temps réel par l'ISGI sont utilisés dans des programmes de recherche fondamentale sur les interactions entre le vent solaire et le champ magnétique terrestre et ont de multiples applications sociétales.

Les indices magnétiques ainsi calculés sont également utilisés pour la construction des modèles géomagnétiques de champ interne, soit par le biais de paramétrisations empiriques qui ont vocation à mieux séparer les sources internes des sources externes, soit par le biais de procédures de sélection de données qui permettent d'identifier a posteriori les jours magnétiquement actifs et de ne pas considérer ces données dans les modèles de champ géomagnétique interne.

2.4 | Mesures du champ géomagnétique depuis l'espace

La mesure depuis l'espace a fourni dès les années 1980 des mesures de précisions variées sur des orbites de basses altitudes (450 km environ) et sur des durées entre 6 mois (MAGSAT) et 10 ans (CHAMP). Ces missions spatiales ont permis de modéliser le champ magnétique total à des précisions inégalées et d'affiner nos connaissances sur la physique, la géométrie et les variations du champ magnétique (notamment ses sources externes et crustales) mais souffrait de nombreuses limites inhérentes à cette plateforme de mesure (calibrations, référentiel absolu, orientations etc.). Au-delà des aspects techniques, le déplacement des satellites sur des orbites polaires et parfois synchronisées avec le soleil ne permettaient pas de bien différencier sans ambiguïté certaines variations spatiales des phénomènes temporels transitoires (Hulot et al., 2010).

La mission Swarm a été proposée conjointement par le Danish Technical University au Danemark, le GeoForschungsZentrum en Allemagne et l'Institut de Physique du Globe de Paris en France. Elle a été

lancée par l'ESA en Novembre 2013 et est désormais dans sa neuvième année d'exploitation. Cette exploitation est actuellement financée par l'ESA jusque fin Mars 2023, mais un nouvel avenant est en cours de signature (suite à la ministérielle de l'ESA fin 2022) pour assurer la poursuite de l'exploitation jusqu'à au moins fin 2024 (avec d'ores et déjà une option d'extension jusque fin Mars 2026 si la mission continue de se porter bien). La mission est constituée de trois satellites sur des orbites basses polaires (à environ 500 km), dont deux (Alpha et Charlie) sont sur des orbites parallèles et proches, et le troisième (Bravo) sur une orbite un peu plus haute, se séparant progressivement en heure locale. Swarm a pour objectif d'identifier, cartographier et interpréter les différents champs magnétiques produits par la dynamo du noyau, les courants induits dans la Terre, la lithosphère aimantée, les courants induits dans les masses d'eau océanique en mouvements, ainsi que les courants ionosphériques et magnétosphériques. Grâce aux données fournies par ses autres instruments, Swarm permet également d'étudier de manière plus générale la dynamique de l'ionosphère, ainsi que les couplages entre la thermosphère, l'ionosphère et la magnétosphère (Olsen et al., 2013).

Néanmoins, il convient de souligner que la stratégie des simulations de vol sur cette future période semble suivre dorénavant les préoccupations liées à la « météorologie de l'espace » c'est-à-dire l'optimisation des configurations orbitales pour la mise en évidence et la caractérisation des phénomènes physiques générant des champs magnétiques externes. Cette meilleure connaissance permettra en retour de mieux caractériser la contribution du champ principal mais cet objectif reste difficilement atteignable sans mesure du champ sur le très long terme ; les échelles de temps caractéristiques des variations du champ principal excédant de toute façon la durée d'une mission spatiale (Lhuillier et al., 2011) A ce titre, une analyse numérique et théorique approfondies des données des observatoires est prioritaire pour assurer la construction de modèles géomagnétiques utilisés en navigation et télécommunications.

2.5 | Contributions françaises à la mesure géomagnétique depuis l'espace

La France, via l'Institut de Physique du Globe de Paris (PI: G. Hulot, IPGP), a joué un rôle majeur dans la préparation scientifique de la mission Swarm en étant l'un des trois instigateurs du projet initial en étroite collaboration avec l'Allemagne (GeoforschungsZentrum, Potsdam) et le Danemark (l'espace division de l'Université technique danoise). L'espace DTU est en charge du consortium européen DISC. Les activités françaises liées à la mission satellitaire Swarm se sont initialement concentrées sur les principaux objectifs scientifiques de la mission Swarm. Ils ont depuis connu d'importantes mutations grâce à un dynamisme qui n'aurait pu être aussi soutenu sans le soutien des programmes publics nationaux. Ces supports ont structuré la communauté en équipes de travail efficaces avec des collaborations entre des membres scientifiques de disciplines géophysiques complémentaires mais traditionnellement séparées telles que des spécialistes de mesures de champ magnétique, observations et surveillance à long terme, champs externes, simulation numérique de la physique des dynamos et des théoriciens des phénomènes électromagnétiques, de l'atmosphère à l'intérieur du manteau de la Terre. Aujourd'hui, ces collaborations fructueuses influencent à leur tour la planification de l'évolution orbitale lors des conseils scientifiques de la mission Swarm aux seins desquels la communauté française est bien représentée. Ils ont suscité de nouvelles idées synergiques et ont rendu possible de nouvelles recherches financées sur des projets

scientifiques rassemblant des spécialistes des observations brutes à la physique de base.

La communauté française est également très impliquée dans le suivi instrumental et scientifique et dans la planification de l'évolution de la mission Swarm. Plusieurs de ses membres font partie du conseil d'administration émettant des recommandations pour l'évolution scientifique et orbitale de la mission Swarm. Cette activité est menée en étroite collaboration avec l'expertise et les développements d'étalonnage apportés par le CEA-Léti, dont les magnétomètres équipent chacun des trois satellites. Dans ce cadre, le CEA-Léti assure le suivi des ASM (Absolute Scalar Magnetometers), l'étalonnage des données vectorielles, le support technique pour le mode « burst » (mesures à hautes fréquences), le maintien en conditions opérationnelles des instruments et participe aux différents workshops européens sur la validation et la calibration des données Swarm. Cette activité de collaboration entre le monde académique et industriel s'est avérée très fructueuse. Il a été initié et maintenu avec le soutien du CNES à travers le recrutement d'Ingénieurs de Recherche dans le monde académique. Le mode « burst » du magnétomètre du CEA-Léti, initialement à l'état de prototype, délivre des mesures à 250 Hz grâce à une chaîne de production opérationnelle délivrant des données calibrées « en mode burst ». Ces données sont accessibles à une très large communauté scientifique internationale. Une partie de cette communauté, proche de la météorologie spatiale, poursuit des travaux sur la physique de l'espace, dont l'impact scientifique est encore au stade exploratoire mais déjà prolifique. D'autres innovations techniques sont spécifiques à la caractérisation de la dynamique interne de la Terre et répondent aux objectifs premiers de la mission Swarm.

Les équipes françaises ont mis en place des chaînes de traitement des données suivant des standards semi-industriels. Ils ont été développés et maintenus opérationnels dans le cadre du consortium européen mis en place par l'ESA (Data Innovation Science Cluster, DISC). Ces équipes sont en charge de trois chaînes de traitement scientifique qui délivrent des modèles en « science ouverte » : pour la production du champ magnétique lithosphérique à haute résolution (responsable: E. Thébaud, LMV), pour la modélisation du champ ionosphérique (responsable: A. Chulliat, IPGP/NGDC) et pour l'estimation de la conductivité électrique et de la température dans le Le manteau terrestre (responsable: E. Thébaud, LMV).

Sur le plan de la programmation spatiale, la communauté française est porteuse d'un projet de mesure depuis l'espace avec l'ambition d'en faire une instrumentation permanente au même titre que les observatoires magnétiques terrestres. La mission satellite NanoMagsat est une initiative conjointe de partenaires académiques et industriels. La proposition scientifique est portée par l'Institut de Physique du Globe de Paris (PI: G. Hulot). NanoMagSat est un projet de nanosatellites de 12 U (1U est une unité correspondant à une dimension de 10cmx10cmx10cm) vise à compléter la constellation Swarm de l'ESA en ajoutant des nanosatellites à orbite inclinée mais circulaire. Cette configuration permettrait une couverture temporelle locale rapide et un meilleur suivi des variations temporelles globales rapides du champ géomagnétique. Le but initial (tel que proposé en 2015) de NanoMagSat était de concevoir un nanosatellite pouvant être lancé dans un premier temps sur une orbite adaptée (LEO, avec une inclinaison à 60°) pour compléter la mission Swarm (et en améliorer le retour scientifique), et pouvant ensuite être déployé progressivement en plusieurs exemplaires afin d'assurer la continuité des observations depuis l'espace après la fin de la mission Swarm. Le projet a considérablement évolué au cours des cinq dernières années,

tant en termes de technologie, de configuration de vol, d'adaptation, d'intégration et de complémentarité de la mission NanoMagsat avec des missions internationales en vol ou des missions internationales anticipées, que de son intégration dans le programme de l'Agence Spatiale Européenne.

Ces contraintes ont permis de définir précisément de nouveaux objectifs et enjeux scientifiques et sociétaux. L'objectif premier de la mission serait de permettre d'assurer une surveillance continue du champ magnétique terrestre, qui succéderait par la suite à la mission européenne Swarm. La mission serait dédiée à l'étude: du champ magnétique interne (noyau et lithosphérique) ; les courants électriques circulant dans l'ionosphère, à la fois globalement et localement, ; des signaux magnétiques produits par des courants magnétosphériques à grande échelle ; les couplages entre la magnétosphère et l'ionosphère aux hautes latitudes; le signal magnétique des marées océaniques ; courants induits dans le manteau par les courants produits par la magnétosphère, l'ionosphère et les marées océaniques, permettant de sonder la conductivité du manteau et l'état et la dynamique de l'ionosphère. D'autre part, l'instrumentation développée par le CEA Léti est maintenant capable de réaliser des mesures sur plusieurs kHz ce qui permettra de réaliser des études complètement nouvelles sur la météorologie de l'espace. L'incrément scientifique est donc potentiellement considérable. Ce projet est soutenu par une large communauté scientifique de 16 pays membres de l'ESA qui ont exprimé leur soutien et le souhait de rejoindre le projet pour y contribuer. Le projet est maintenant consolidé et les démonstrations techniques ont été évaluées très favorablement. Le consortium, dont nous faisons partie, attend maintenant les informations de programmation et attend actuellement les détails programmatiques.

Ces missions satellitaires en cours ou programmées délivreront des mesures magnétiques au cours de ce projet MAGIOBS. Elles sont donc susceptibles de nous permettre de tester et de valider les modèles que nous aurons obtenus à partir des données d'observatoires magnétiques terrestres.

3 | MODÉLISATIONS MATHÉMATIQUES DU CHAMP MAGNÉTIQUE EN HARMONIQUES SPHÉRIQUES

Le champ magnétique des observatoires est mesuré proche de la surface du globe terrestre. La détermination du champ à diverses altitudes et localisations géographiques distantes des points de mesure repose sur des principes de modélisation mathématiques et physiques. La modélisation du champ magnétique en fonctions harmoniques sphériques offre la solution la plus compacte mathématiquement pour obtenir des paramètres permettant le calcul du champ géomagnétique en n'importe quel point du globe en dehors des sources. Cette stratégie de modélisation est la plus largement employée en géomagnétisme et constitue le socle commun des modèles internationaux de type International Geomagnetic Reference Field (IGRF: <https://www.ncei.noaa.gov>). Néanmoins, cette opération de modélisation repose sur des arbitrages tels que la sélection de données, la régularisation des modèles, le choix des fonctions temporelles, l'incorporation ou non d'incertitudes sur les données etc. Ces arbitrages sont rendus nécessaires par la superposition des sources qui ne permettent pas, quel que soit le jeu de données utilisé, de séparer très précisément toutes les sources (Finlay et al., 2017). D'autre part, le spectre temporel du champ magnétique montre qu'il n'existe aucune harmonique/période simple à partir de laquelle un paramétri-

sation en temps précise est possible (Constable and Johnson, 2005). Les variations temporelles peuvent donc être arbitrairement décrites par des fonctions trigonométriques, des développements de Taylor, des Splines, ou toutes autres fonctions de bases numériques etc; autant de fonctions qui introduisent des a priori dans les modèles et des corrélations temporelles. Ces a priori sur le comportement attendu de la solution sont nécessaires en raison du nombre limité des données en espace et en temps. Ils permettent de limiter les propagations des contributions de source non voulues (souvent externes), mais contenues dans la donnée, dans des endroits du globe dépourvus de mesures directes. Ainsi chaque protocole de modélisation qui repose sur un arbitrage pourtant argumenté et légitime entraîne la construction d'un modèle unique qui diffère de celui construit à partir d'autres compromis. Le modèle IGRF (Alken et al., 2021c), par exemple, est construit à partir d'une large variété de modèles produits avec des jeux de données différents (essentiellement satellitaires), des paramétrisations et des sélections variées.

3.1 | Les harmoniques sphériques

Le champ géomagnétique peut être représenté mathématiquement par des fonctions à support global avec une composante temporelle. Cette représentation des grandes échelles variables dans le temps est rendue possible par les harmoniques sphériques. Le champ magnétique est ainsi représenté par un ensemble de coefficients qui constituent le modèle mathématique qui peuvent être ensuite utilisés pour produire les trois composantes vectorielles du champ géomagnétique de la surface de la limite manteau-noyau (environ 2900 km sous la surface de la Terre), jusqu'à au moins l'orbite des satellites. La représentation en harmoniques sphériques permet donc d'estimer les valeurs du champ interne à n'importe quelle altitude et endroit de l'espace dépourvu de mesure direct, pourvu que cette région soit libre de sources magnétiques ; c'est-à-dire que cette région soit conforme à la théorie du potentiel.

Les mesures du champ magnétique terrestre peuvent être représentées en termes de fonctions mathématiques. Le potentiel du champ magnétique à la surface de la Terre à la position repérée par le vecteur r peut être représenté en coordonnées sphériques. Nous avons (par exemple (Backus et al., 1996) page 141-142)

$$V(r, t) = a \sum_{l,m} \beta_l^m(\theta, \varphi) \left[\left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} g_l^m(t) + \left(\frac{r}{a}\right)^l q_l^m(t) \right], \quad (1)$$

avec a le rayon de référence pour la Terre, r , θ , φ les coordonnées géocentriques, g_l^m et q_l^m les coefficients de Gauss internes et externes exprimés ici sous forme complexe en fonction du temps t . Ce potentiel magnétique est solution de l'équation de Laplace

$$\nabla^2 V(r, \theta, \varphi) = 0, \quad (2)$$

avec l'opérateur

$$\nabla^2 = \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left[\sin \theta \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial^2}{\partial \varphi^2} \right]. \quad (3)$$

Les fonctions harmoniques complexes $\beta_l^m = e^{im\varphi} P_l^m(\cos \theta)$, avec $P_l^m(\cos \theta)$ les fonctions de Legendre, sont normalisées habituellement en géomagnétisme au sens de Schmidt. Les indices l et m sont respectivement les degrés et les ordres entiers des harmoniques sphériques et $i^2 = -1$ est le nombre imaginaire unitaire. Les trois composantes du champ magnétique selon les vecteurs unitaires $\mathbf{u}_r, \mathbf{u}_\theta, \mathbf{u}_\varphi$, sont obtenues en considérant le gradient du potentiel

$$\mathbf{B}(r, \theta, \varphi) = -\nabla V(r, \theta, \varphi); \quad (4)$$

le signe négatif étant posé par convention. L'expression du champ magnétique terrestre sur la base des harmoniques sphériques est essentielle à la modélisation d'un champ magnétique poloidal. Les harmoniques sphériques ont des propriétés très intéressantes. D'une part, elles offrent la solution la plus compacte en coordonnées sphériques et d'autre part elles convergent uniformément sur la sphère. La résolution des harmoniques sphériques ne dépend donc pas de la position géographique. Ces fonctions sont également orthogonales au sens du produit scalaire sur une sphère unitaire. Par conséquent, il est possible de calculer un spectre magnétique, c'est-à-dire une quantité reliant l'énergie du signal à un nombre d'onde. Par exemple, pour les contributions du champ magnétique d'origine interne, l'énergie magnétique moyennée sur la sphère $\partial\Omega$ est (Lowes, 1974)

$$E_{\partial\Omega}^{SH} = \sum_{l=1}^{\infty} (l+1) \left(\frac{a}{r} \right)^{2l+4} \sum_{m=-l}^l (g_l^m)^2 = \sum_{l=1}^{\infty} R_l \quad (5)$$

ce qui montre que chaque degré l porte une contribution indépendante

$$R_l = (l+1) \left(\frac{a}{r} \right)^{2l+4} \sum_{m=-l}^l (g_l^m)^2. \quad (6)$$

En pratique, l'analyse du spectre magnétique permet de décomposer l'énergie totale du signal en différents ensembles d'harmoniques correspondant à chaque degré l . Les propriétés d'orthogonalité des harmoniques sphériques sont telles qu'il est également envisageable de proposer une forme de spectre en fonction des ordres m (spectre azimutal). Cette forme n'est cependant pas la plus utilisée en géomagnétisme car elle n'est pas invariante par rotation. Nous reviendrons sur ces définitions et leur emploi. La forme en l (Eq. 6) quant à elle est indépendante du système de référence et l'on peut relier chaque degré l asymptotiquement à une longueur caractéristique (Backus et al. (1996), page 103)

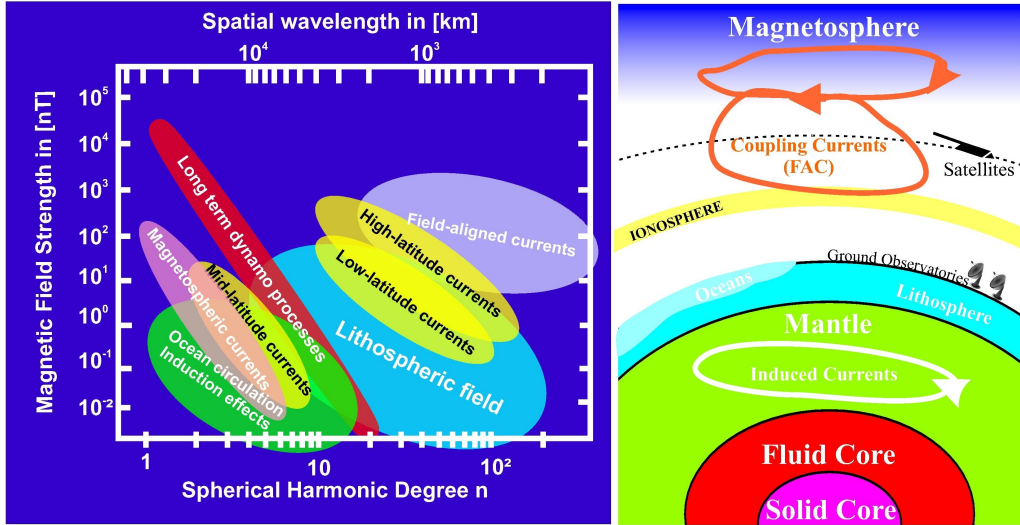


FIGURE 8 Représentation schématique des contributions connues du champ magnétique dans le domaine spectral des harmoniques sphériques (gauche) et dans le domaine géographique (droite). Reconstituée d'après (Hulot et al., 2007).

$$\lambda_l(r) \approx \frac{2\pi r}{\sqrt{l(l+1)}} \approx \frac{2\pi r}{l + \frac{1}{2}}. \quad (7)$$

La figure (8) montre schématiquement les décompositions spectrales aux bas degrés des harmoniques sphériques (donc pour les grandes échelles spatiales) de toutes les sources connues du champ magnétique terrestre. On y retrouve les contributions supposées du champ magnétique d'origine lithosphérique qui sont masquées par le champ principal en totalité pour les degrés l de 1 à environs 12-15 (Langel and Estes, 1982) et partiellement par les sources de champ externe générées par des courants dans l'atmosphère et la magnétosphère.

La figure (9) quant à elle montre le spectre magnétique réel d'un modèle de champ magnétique statique (à une période fixe) développé jusqu'aux harmoniques de degré $l = 720$ (Maus, 2010) à l'altitude satellitaire (400 kilomètres au-dessus du rayon terrestre moyen) et au rayon moyen (à peu près au niveau du sol). L'atténuation géométrique du champ avec l'altitude (en $(\frac{a}{r})^{2l+4}$, Eq. 6) est particulièrement importante pour les hauts degrés l , donc pour les petites échelles spatiales. La zone grisée de la figure correspond aux valeurs du champ magnétique comprises entre 0.5 nT et 1 nT. On remarque qu'à 400 kilomètres, le spectre réel prend approximativement ces valeurs dans la gamme des harmoniques comprises entre $l = 60$ et $l = 100$. Ceci illustre que tout biais, même faible, qui serait dû par exemple à la contamination systématique des données par une source de champ mal corrigée, limite la résolution

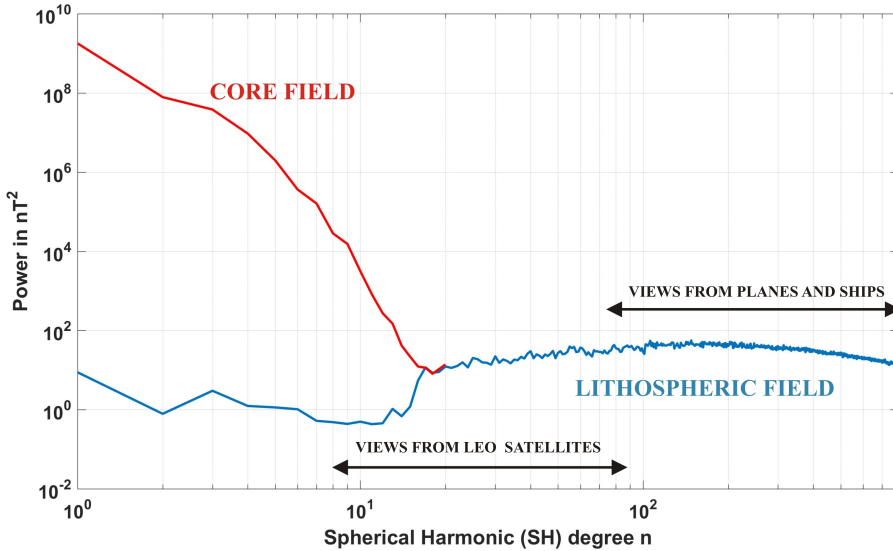


FIGURE 9 Spectre du champ magnétique interne réel estimé à partir des données satellitaires et de proche surface.

maximale des modèles de champ lithosphérique que nous pouvons espérer calculer avec précision à partir des données satellitaires. La différence de comportement entre ces spectres estimés à des altitudes différentes illustre bien l'une des complexités du problème. La théorie du potentiel nous enseigne que disposer de données vectorielles sur une surface sphérique de rayon r quelconque est suffisant pour connaître le champ magnétique n'importe où en dehors des sources. En pratique, nous sommes limités par la qualité des données, parfois par leur type (vecteur incomplet ou valeur d'intensité uniquement, par exemple) ou leur distribution spatiale. Il est donc important de disposer d'ensembles de données à des altitudes variées. Dans ce cas précis, nous voyons qu'à l'altitude satellitaire un faible biais se superpose au signal des structures magnétique de dimensions spatiales plus petites que celles correspondant à l'harmonique $l = 100$. Au contraire, nous aurions pu illustrer que les données de proche surface détectent mieux les petites structures mais qu'elles ne permettent pas d'avoir une vue globale du champ en raison de leurs faibles extensions latérales.

En raison de l'atténuation géométrique des petites échelles avec l'altitude, plus le champ est prédit ou mesuré à haute altitude, plus le champ magnétique vu de l'espace apparaîtra donc principalement dipolaire. A la surface de la Terre, sa géométrie est plus complexe et représente plus de 98 pourcent du champ magnétique total. Son intensité varie typiquement de 20000 nT à 70000 nT de l'équateur vers les pôles. Les effets du champ d'origine lithosphérique deviennent importants proche des sources. Lorsque le champ magnétique est prolongé vers le bas à la frontière noyau-manteau, sa complexité spatiale augmente, son spectre s'aplatit et chaque harmonique (échelle spatiale) devient importante (Figure 10). L'une des difficultés majeures encore mal résolue provient de la contamination des grandes structures crustales dans ces modèles supposés internes. En effet, les contributions crustales mal séparées vont

s'amplifier à mesure que le champ est représenté en profondeur.

3.2 | Le modèle géomagnétique international de référence

Le champ géomagnétique international de référence (IGRF) est une série de modèles mathématiques standardisés et produits par l'AIGA. Ce modèle mis à jour tous les 5 ans a l'ambition de représenter les composantes principales du champ géomagnétique interne jusqu'au degré $l = 13$ des harmoniques sphériques, ce qui correspond à une échelle spatiale minimum d'environ 3000 km. Cette limite de résolution spatiale correspond à la rupture de pente observée sur le spectre géomagnétique (Figure 9) à partir de laquelle les sources d'origine crustale sont dominantes. La partie temporelle du champ géomagnétique (coefficients en fonction de t dans l'équation 1) est quant à elle développée jusqu'au degré $l = 8$ des harmoniques sphériques. Cette limite relève d'un problème pragmatique de séparation entre les sources dont l'origine est le manteau, le noyau et le champ externe, et les problèmes de séparation entre variations spatiales et temporelles (Finlay et al., 2017). Cette variation temporelle, appelée variation séculaire (VS), est utilisée également pour la prévision de l'évolution du champ sur 5 ans. La prévision SV du champ géomagnétique, limitée au degré SH 8 suppose que tout élément géomagnétique pendant la période de validité de cinq ans du modèle IGRF peut être calculé par une extrapolation linéaire des coefficients. D'autres modèles disponibles dans la communauté sont moins standardisés et ne font pas l'objet de consensus. Ils ont plus une vocation commerciale (WMM: <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-magnetic-model>) ou scientifique (par exemple CHAOS dont la dernière version vient d'être publiée en juin 2023 open source: <https://www.space.dtu.dk>).

L'IGRF de dernière génération (IGRF-13, Alken et al. (2021c)) fournit des coefficients modèles de 1900 à 2025, permettant une description du champ géomagnétique au cours des 125 dernières années. L'IGRF est une véritable collaboration internationale, par laquelle plusieurs équipes d'experts en champ magnétique soumettent des coefficients de modèles candidats pour améliorer les prédictions des modèles passés, ainsi que pour établir des prévisions pour la prochaine période de 5 ans. L'IGRF de 13e génération a reçu un nombre record de soumissions de modèles candidats d'un total de 15 équipes internationales. Onze modèles candidats ont été soumis comme candidats à la mise à jour de la description du champ géomagnétique pour l'époque 2015.0. Douze modèles candidats ont été reçus pour l'époque 2020.0. Et enfin, quatorze modèles candidats ont été reçus pour prévoir l'évolution du champ sur la période 2020 à 2025. Un groupe de travail a été constitué pour évaluer chaque modèle candidat et combiner tous les candidats dans un ensemble final de coefficients de modèle pour IGRF-13. Les conclusions de ce groupe de travail sont documentées dans Alken et al. (2021b). Chaque équipe qui a participé à l'IGRF-13 a préparé des manuscrits détaillant leur travail. Plusieurs approches ont été suivies.

Brown et al. (2021) proposent trois modèles candidats soumis par le British Geological Survey sur la base des données de la mission satellitaire européenne Swarm et des observatoires magnétiques terrestres. Cette combinaison entre les données spatiales et les données terrestre permet en principe de mieux séparer l'origine des sources du champ, notamment les sources ionosphériques qui se situent entre la surface terrestre et l'altitude des satellites (en effet, le champ ionosphérique est vu par les satellites comme étant interne et par les observatoires magnétiques comme étant externe). Ils présentent leurs

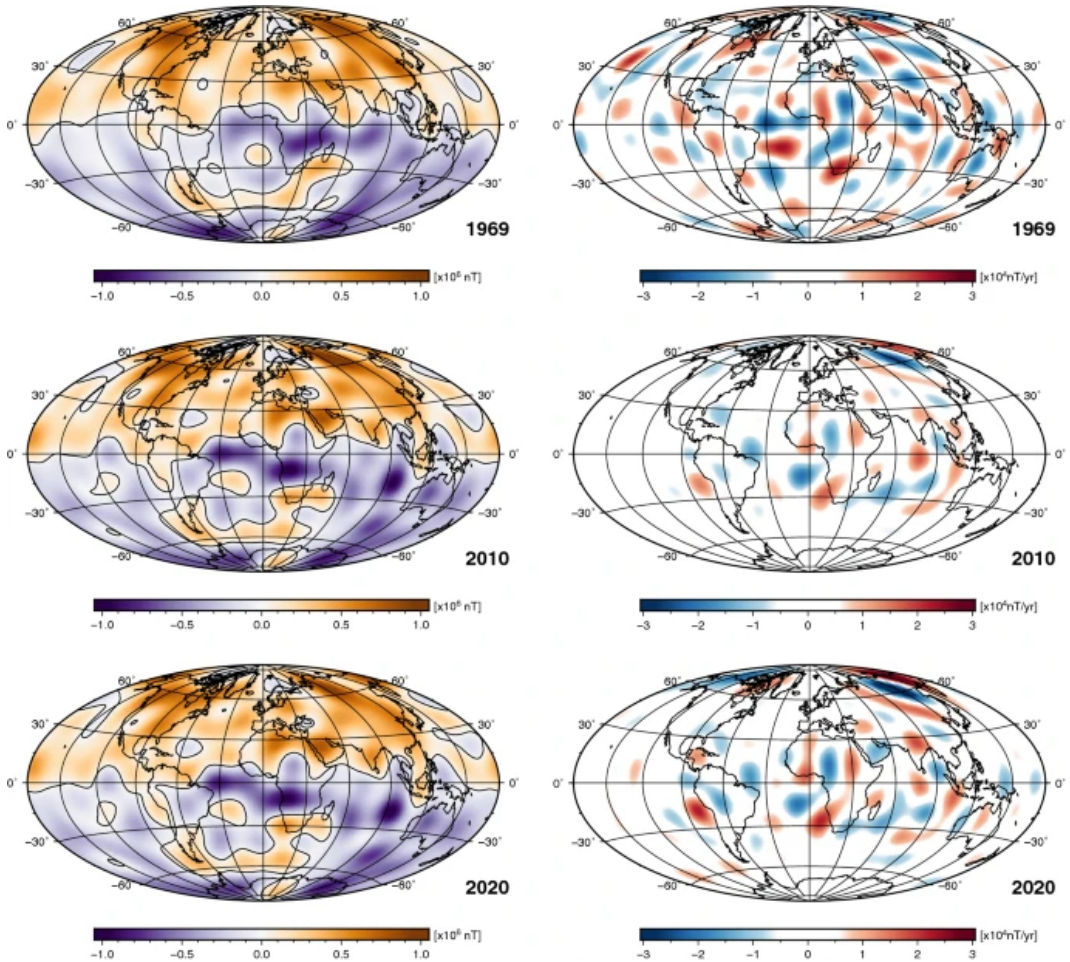


FIGURE 10 Représentation de la composante radiale du champ géomagnétique à la frontière noyau-manteau (2900 km) de profondeur à différentes époques (gauche) et la variation séculaire instantannée pour les mêmes époques (droite). D'après (Wardinski et al., 2020).

modèles candidats pour 2015.0 et 2020.0 ainsi que leur prévision pour la variation séculaire (2020 à 2025) à partir d'arguments fondés sur l'interprétation de leurs modèles en advection du champ principal et d'écoulement de fluides à la frontière noyau manteau. Ils proposent également une analyse rétrospective des prévisions de variation séculaire de l'IGRF de 12^{ème} génération. Yang et al. (2021) présentent l'unique modèle candidat à l'IGRF-13 qui n'a pas utilisé les données de la mission Swarm mais les mesures du satellite sismo-électromagnétique chinois (CSES) pour la construction de leur modèle candidat pour l'époque 2020.0. Ils réalisent en outre une validation par comparaison avec les autres modèles candidats pour l'époque 2020.0. Pavón-Carrasco et al. (2020) présentent des modèles candidats de champ pour les époques 2015.0 et 2020.0, ainsi qu'une prévision de variation séculaire pour 2020 à 2025 à partir d'une méthode de "bootstrap". Cette méthode d'ensemble qui consiste à produire plusieurs modèles à partir de sous-ensembles de données sélectionnées aléatoirement permet de fournir des incertitudes sur les coefficients de leurs modèles candidats. La technique du "bootstrap" permet en principe de prendre en compte les incertitudes liées à l'inhomogénéité des distributions spatiales et temporelles des données. Petrov and Bondar (2021) présentent les candidats IGRF-13 soumis par l'Institut Pouchkov de magnétisme terrestre (IZMIRAN), qui comprenait les principaux candidats pour les époques 2015.0 et 2020.0, ainsi qu'une variation séculaire prévue pour 2020 à 2025. Leur approche était de regrouper les mesures Swarm dans un ensemble de "boîtes" qui couvrent de manière homogène la surface de la Terre et en appliquant une analyse harmonique sphérique à la grille ainsi constituée. Une approche similaire avait été proposée en 2010 par (Thébault et al., 2010a). La particularité de ce modèle, au-delà de la technique de sélection des données, est que ces auteurs sélectionnent les données jour et nuit quand la plupart des processus de sélection ne considèrent que les données de nuit pour minimiser les contributions du champ ionosphériques. Alken et al. (2021a) détaillent les modèles candidats soumis par la NOAA/NCEI et l'Université du Colorado. Ils présentent les principaux candidats pour les époques 2015.0 et 2020.0, ainsi qu'une prévision de variation séculaire pour 2020 à 2025. Les mesures par les trois satellites Swarm forment leur principale source de données pour la construction de leurs modèles. Ils utilisent ensuite des mesures d'observatoire terrestres pour leur validation. Ils fournissent en outre une évaluation rétrospective de leur précédent modèle candidat IGRF-12 (Thébault et al., 2015b). Rother et al. (2021) présentent le modèle "MagNum" de champ géomagnétique développé au GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam, qui a servi de modèle parent pour les candidats IGRF-13. Ce modèle a utilisé des données d'observatoire terrestres et les données Swarm pour la construction du modèle de champ principal en 2015.0 et 2020.0 ainsi que pour leur prévision de variation séculaire pour 2020 à 2025. Ils analysent également les tendances récentes de l'anomalie de l'Atlantique Sud. Finlay et al. (2020) présentent le modèle de champ géomagnétique CHAOS-7, qui a servi de modèle parent pour les candidats de l'Université technique danoise à l'IGRF-13. Ils ont construit un modèle couvrant plus de deux décennies en utilisant les données d'Ørsted, CHAMP, SAC-C, Cryosat-2, Swarm et le réseau d'observatoires terrestre. Ils utilisent une paramétrisation incluant les sources magnétosphériques, ionosphériques, induites dans le manteau et les sources crustales. Leur paramétrisation en temps est décrite par des splines d'ordre élevé (ordre 6). Dans leurs travaux, ils analysent également l'évolution récente de l'anomalie de l'Atlantique Sud. Minami et al. (2020) présente une prévision pour la variation séculaire entre 2020 à 2025 développée par un consortium de recherche au Japon. Leur méthodologie suit un schéma d'assimilation de données. L'assimilation

de données peut-être considérée comme une méthode sophistiquée et physique de régularisation. À partir d'un code de simulation de dynamo MagnétoHydroDynamique (MHD) les auteurs calculent des ensembles de dynamos possibles qui permettent de construire une matrice de covariance a priori sur les coefficients du champ. L'avantage d'une telle approche est de pouvoir construire une trajectoire de l'évolution séculaire du champ géomagnétique qui est physiquement probable. En effet, des variations très rapides des grandes structures du champ géomagnétique, par exemple le dipôle, peuvent être obtenues numériquement en cas de singularité numérique ou de contamination des modèles par des sources externes. Par assimilation de données, la solution est contrainte par des limites énergétiques physiques au sens de la MHD. La méthode d'assimilation de données de Minami et al. (2020) incorporait des mesures de CHAMP, Swarm et du réseau d'observatoires. Metman et al. (2020) détaillent un candidat pour la prévision de la variation séculaire à l'IGRF-13 développé à l'Université de Leeds. Ils utilisent des estimations de variation séculaire fournies par le modèle CHAOS-6 pour ajuster un modèle d'écoulement de noyau stable, puis ajustent le résidu à un modèle de diffusion magnétique afin de fournir une prévision sur la période de 2020 à 2025. Sanchez et al. (2020) présentent le candidat pour la variation séculaire du Max Planck Institute for Solar System Research pour IGRF-13. Les auteurs utilisent également une méthode d'assimilation de données d'ensemble séquentiel; les ensembles étant constitués de simulations de dynamo 3D parallèles. Une approche similaire avait été introduite par Fournier et al. (2015) lors de la génération de l'IGRF-12. Sabaka et al. (2020) propose le dernier développement de la série des "Comprehensive Model (CM)", aboutissant à un modèle appelé CM6 qui comprend les satellites Ørsted, SAC-C, CHAMP et Swarm, et des observations au sol. CM6 modélise non seulement le champ principal, mais également les contributions de la lithosphère, de l'ionosphère, de la magnétosphère et des marées océaniques. CM6 a été utilisé pour générer les principaux modèles candidats pour les époques 2015.0 et 2020.0. Tangborn et al. (2021) présente une prévision de variation séculaire pour 2020 à 2025 combinant un modèle géodynamo avec un filtre de Kalman d'ensemble. Un ensemble de modèles de champs géomagnétiques, dont des prédictions calculées à partir du CM6 (Sabaka et al., 2020) sont utilisés comme les données d'entrée d'un schéma d'assimilation des données. Enfin, Baerenzung et al. (2020) détaillent leurs modèles candidats pour l'Université de Potsdam pour les champs principaux et la variation séculaire. Les auteurs présentent un modèle nommé "Kalmag", qui assimile les données CHAMP et Swarm à l'aide d'un filtre de Kalman, et a une période de validité s'étendant sur deux décennies. Cette équipe a soumis des modèles candidats pour les époques 2015.0 et 2020.0, ainsi qu'une prévision de variation séculaire pour 2020 à 2025.

3.3 | La contribution française à l'IGRF

Le groupe de travail international de l'IGRF a été piloté par E. Thébault jusqu'à 2020. D'autres représentants français ont piloté ce groupe par le passé. Les équipes françaises ont toujours été investies soit dans la construction de modèles candidates, soit dans le processus d'évaluation et de production de l'IGRF définitif avec la rédaction de rapports détaillés à l'ensemble du groupe de travail.

Lors de la dernière génération (IGRF-13), nous avons avec P. Alken (NOAA, Université Colorado) rassemblé les acteurs de notre communauté pour constituer un nouveau comité scientifique puis édité

une circulaire synthétisant les spécifications du modèle IGRF dans sa 13^{ème} version, contacté les agences de moyens pour que les données nécessaires à la construction de ce nouveau modèle puissent être accessibles librement aux membres de ce groupe de travail, et encourager les équipes internationales à participer au projet. 15 institutions mondiales ont contribué à l'IGRF par la construction indépendante de modèles candidats pour l'époque 2015 (modèle définitif), l'époque 2020 (provisoire) et pour la prédiction 2020-2025. Ces modèles ont été soumis en septembre 2019 avec comme charge pour le groupe de travail de les analyser, de les comparer objectivement selon différents critères dans les domaines géographique et spectral, et de proposer par consensus un modèle final pondéré livré mi-décembre à la société civile. L'adhésion de la communauté scientifique au projet IGRF nous a permis d'avoir un ensemble statistique de modèles d'une richesse jamais atteinte. La contrepartie a été une surcharge de travail pour réaliser les analyses numériques, la synthèse des rapports techniques, et les nécessaires discussions pour obtenir un consensus dans une communauté considérablement plus large que par le passé.

Lors de la dernière publication de l'IGRF-13 en 2020, les contributions françaises à travers leurs soumissions de modèles candidats ont été les plus abondantes. Les candidats des équipes françaises ont été obtenus en utilisant le mode vectoriel expérimental du magnétomètre scalaire absolu de Swarm (ASM-V), développé par le CEA-Léti, ou de nouvelles approches d'estimation du champ par filtre de Kalman, en appliquant des concepts d'assimilation de données basés sur des ensembles de dynamo numériques de type terrestre, en combinant des mesures par satellite et au sol ou en appliquant des méthodes d'analyses en composantes principales pour la prédiction du champ. L'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) a fourni trois modèles candidats à l'IGRF-13 qui sont détaillés dans trois articles distincts. Vigneron et al. (2021) présentent un candidat de champ principal pour l'époque 2015.0 utilisant le mode vectoriel expérimental sur le magnétomètre scalaire absolu de Swarm (ASM-V). Ropp and Matthias (2022) présentent une nouvelle approche de l'estimation du champ central en combinant une approche de modélisation séquentielle, un filtre de Kalman et une étape de modélisation basée sur la corrélation. Leur méthode a été utilisée pour le modèle candidat de IPGP pour l'époque 2020.0. Fournier et al. (2021a) présentent le modèle candidat pour la variation séculaire de l'IPGP basé sur l'intégration d'un ensemble de 100 modèles géodynamo entre les époques 2019.0 et 2025.0, chaque élément de l'ensemble ne différant que par les conditions initiales de la simulation dynamo. Huder et al. (2020) détaillent les modèles candidats à l'IGRF-13 soumis par l'Institut des Sciences de la Terre (ISTerre). Ils construisent un modèle nommé "COV-OBS.x2" couvrant la période de 1840 à 2020, intégrant des données d'observatoires magnétiques, des données satellitaires et des archives plus anciennes. Cette équipe a soumis des candidats pour les époques 2015.0 et 2020.0, ainsi qu'une prévision de variation séculaire pour 2020 à 2025. Wardinski et al. (2020) présentent les modèles candidats de l'Université de Strasbourg à l'IGRF-13 (ITES). Ils combinent des mesures satellitaires et terrestres pour construire un modèle continu du champ principal et de sa variation séculaire de 1957 à 2020. Cette approche a été utilisée pour proposer les candidats pour 2015.0 et 2020.0, ainsi qu'une prévision de variation séculaire pour 2020 à 2025 basée sur une analyse spectrale multivariée (M-SSA) pour construire la variation temporelle et prévoir la variation séculaire entre 2020-2025. Enfin, Fournier et al. (2021b) ont rédigé une "Frontier letter" sur le thème de la prévision des variations séculaires en comparant les approches statistiques avec celles fondées sur la physique de la simulation géodynamo. Ils utilisent des données satellitaires récentes pour montrer

les variations à court terme importantes du champ géomagnétique qui restent difficiles à prévoir par les méthodes usuelles d'extrapolation. Fournier et al. (2021b) analysent 35 ans de prévisions de variations séculaires passées de l'IGRF et les auteurs constatent que la qualité des prévisions sur 5 ans se détériore de manière significative pendant les périodes de changements rapides du champ géomagnétique. Ils passent en revue les méthodes actuelles en matière de prévision basée sur la physique de la variation séculaire, discutent des leçons apprises au cours des dernières décennies et commentent les orientations futures possibles.

Le détail de tous les candidats et leurs évaluations a été publié dans *Earth Planets and Space* co-éditée par P. Alken et E. Thebault. La communauté a largement contribué à tous les niveaux du groupe de travail en tenant compte des leçons apprises depuis les débuts de l'IGRF. Ses travaux comprennent le processus de gestion et d'évaluation des différents modèles candidats, le processus de pondération de l'IGRF consensuel, des analyses de frontière concernant l'état de l'art des méthodes de prévision de la variation séculaire et des suggestions pour de possibles orientations futures.

La prochaine mise à jour de l'IGRF devrait être livrée d'ici le 1er décembre 2025 et des équipes de recherche mobilisent déjà leurs forces via des partenaires soutenant ces activités, comme par exemple le SHOM.

3.4 | Techniques de comparaison et d'évaluation des différents modèles

Les modèles candidats à l'IGRF, et plus généralement tous les modèles de champ géomagnétique, sont estimés à partir d'ensemble de données, de paramétrisations, d'hypothèses et de contraintes différentes. La plupart des arguments et des hypothèses proposées pour la construction de ces modèles est scientifiquement soutenable. L'évaluation des modèles candidats et leur intercomparaison est donc une tâche difficile basée principalement sur l'expérience empirique des membres du groupe de travail en charge de la production du modèle IGRF. La similitude parfois dans la paramétrisation et la philosophie suivies dans la modélisation du champ géomagnétique entraîne des ensembles statistiques proches et des ressemblances entre modèles. Cependant, un bon accord statistique entre les modèles ne signifie pas nécessairement que ces modèles sont les plus réalistes car cela peut également être une conséquence de l'utilisation de techniques de sélection ou de modélisation de données très proches. Le grand avantage de l'IGRF est sa simplicité et son caractère prédictif relativement correct pour un large éventail d'applications scientifiques disparates (Thebault et al., 2015). L'effet secondaire est que la notion de "modèle de champ de référence" ne peut pas être clarifiée par l'Association internationale de géomagnétisme et d'aéronomie (IAGA), ce qui conduit invariablement à des différences de conception entre les modèles candidats. Cette liberté d'interprétation conduit certaines équipes à considérer que l'IGRF est un modèle de champ géomagnétique "principal" qui doit représenter toutes les structures de champ magnétique à l'échelle mondiale, quelles que soient leurs sources, puisque son objectif premier est d'être au plus près de la mesure directe, par exemple celle mesurée par une boussole ou un magnétomètre. D'autres équipes en revanche cherchent à décrire les contributions du "champ interne", c'est-à-dire celles du noyau exclusivement en tentant de séparer cette contribution des sources de la croûte terrestre et induites dans le manteau. Cette différence de philosophie soulève des difficultés pour l'évaluation objective. En revanche,

cette richesse est importante car elle assure le succès de l'activité de l'IGRF en fournissant un nombre important de modèles candidats indépendants et pour des objectifs scientifiques et sociétaux variés.

Les modèles candidates sont soumis à un comité d'évaluation qui comparent les modèles selon des critères strictes et parfois des données indépendantes, souvent des données d'observatoires (Thébault et al. (2015a) ; Alken et al. (2021b)). Il existe plusieurs critères d'évaluation et de comparaison dans les espaces physiques (géographiques) et spectraux (des coefficients) qui ont été ajoutés au fil des révisions de l'IGRF.

- Différence entre coefficients des modèles

Les évaluations impliquent souvent des différences entre les coefficients de Gauss de chaque modèle candidat i dont les coefficients sont notés ${}_i g_n^m$ et ${}_i h_n^m$ avec un autre modèle dont les coefficients sont libellés j et notés ${}_j g_n^m$ et ${}_j h_n^m$. Les différences entre les coefficients de deux de ces modèles désignés par

$${}_{i,j} g_n^m = {}_i g_n^m - {}_j g_n^m \quad \text{et} \quad {}_{i,j} h_n^m = {}_i h_n^m - {}_j h_n^m, \quad (8)$$

sont parfois analysés coefficient par coefficient. En raison de la linéarité, ils peuvent également être utilisés pour calculer la différence entre les composantes de champ magnétique des modèles dans l'espace géographique en utilisant les harmoniques sphériques, soit au rayon terrestre $r = a$ soit à la limite noyau-manteau à $r = 3485$ km.

- Déviation par rapport au modèle moyen

Les comparaisons entre les modèles candidats sont également souvent effectuées en ce qui concerne leurs différences par rapport au modèle moyen ou médian estimé à partir des modèles candidats. Le modèle de moyenne arithmétique simple est défini par les coefficients

$$\overline{g_n^m} = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K {}_i g_n^m \quad \text{and} \quad \overline{h_n^m} = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K {}_i h_n^m. \quad (9)$$

Cette moyenne par rapport à tous les modèles candidats (dont le poids unitaire est identique pour chaque modèle) peut être généralisé. Chaque modèle i peut se voir attribuer un certain poids ${}_i w_n^m$ qui varie avec le degré n et l'ordre m . Les coefficients de Gauss d'un tel modèle moyen pondéré sont alors

$$\widetilde{g_n^m} = \frac{\sum_{i=1}^K {}_i w_n^m {}_i g_n^m}{\sum_{i=1}^K {}_i w_n^m} \quad \text{and} \quad \widetilde{h_n^m} = \frac{\sum_{i=1}^K {}_i w_n^m {}_i h_n^m}{\sum_{i=1}^K {}_i w_n^m}. \quad (10)$$

Dans les générations précédentes d'IGRF, le processus d'évaluation conduisait à certaines estimations rudimentaires des poids individuels ${}_j w_n^m$ afin de calculer la moyenne pondérée. Ces poids ont vocation à minimiser l'impact de certains modèles hors tendance qui peuvent biaiser le modèle final.

- Spectre du champ et racine carrée moyenne (RMS)

La racine carrée moyenne du champ vectoriel à la surface sphérique d'un modèle candidat qui a été développé en harmoniques sphériques pour chaque degré d'harmonique sphérique ${}_i R_n$ est défini par (voir par exemple Lowes (1974))

$${}_i R_n = (n+1) \left(\frac{a}{r}\right)^{(2n+4)} \sum_{m=0}^N \left[(g_n^m)^2 + (h_n^m)^2 \right]. \quad (11)$$

Ce spectre de puissance géomagnétique dit de Lowes-Mauersberger peut également se calculer pour la différence entre deux modèles i et j et noté ${}_{i,j} R_n$ tel que

$${}_{i,j} R_n = (n+1) \left(\frac{a}{r}\right)^{(2n+4)} \sum_{m=0}^n \left[({}_{i,j} g_n^m)^2 + ({}_{i,j} h_n^m)^2 \right], \quad (12)$$

où ${}_{i,j} g_n^m$ et ${}_{i,j} h_n^m$ sont définis par l'Eq.(8). Le spectre de puissance de l'Eq. (11) peut être calculée sur toute surface sphérique de rayon r pourvu que l'espace soit dépourvu de source magnétique. Ces comparaisons sont alors souvent effectuées à la surface sphérique moyenne de la Terre $r = a$, qui correspond à la surface où le modèle standard IGRF est souvent employé par les utilisateurs. La sommation du spectre de puissance ${}_{i,j} R_n$ (Eq. 12) pour les degrés n de 1 au degré de troncature N du modèle fournit la valeur au carrée moyenne du champ vectoriel à l'altitude r . Ensuite, en prenant la racine carrée, on obtient la racine carrée moyenne (RMS) de la différence entre les modèles i et j

$${}_{i,j} R = \sqrt{\sum_{n=1}^N {}_{i,j} R_n}. \quad (13)$$

En plus de calculer la différence RMS entre deux modèles i et j , nous pouvons définir et calculer la valeur moyenne de la différence RMS du i ème modèle par rapport aux $(K - 1)$ autres candidats tels que

$${}_i \bar{R} = \frac{1}{(K-1)} \sum_{\text{candidats } j \neq i} {}_{i,j} R. \quad (14)$$

Dans ce qui suit, nous estimons également l'erreur RMS due à l'arrondi des modèles candidats. Pour une précision p donnée, chaque coefficient de Gauss a un écart type dû à l'erreur d'arrondi égal à $p/\sqrt{12}$ (voir

aussi FJ (2000)). Le RMS R_p de l'erreur de troncature vaut alors

$$R_p = p/\sqrt{12} \sqrt{\sum_{n=1}^N (n+1)(2n+1)}. \quad (15)$$

- Spectre azimutal

Lors de l'analyse de la différence entre deux modèles candidats individuels, il est parfois instructif de calculer un spectre en fonction de l'ordre m des harmoniques sphériques plutôt que le spectre de puissance géomagnétique Lowes-Mauersberger. Pour cela, il convient de réorganiser les coefficients en fonction du rapport azimutal $az = m/n$, qui varie de $m/0$ pour les termes purement zonaux à 1 pour les termes sectoriels (voir Sabaka et al. (2004) pour une description de la procédure) et on définit az positif pour les $i_j g_n^m$ et négatif pour les $i_j h_n^m$ coefficients du modèle. Ce spectre de puissance azimutale est noté $i_j R_a$. Par exemple, une différence significative entre deux spectre azimuthaux pour $m/n = 0$ indiquera les différence entre les composantes zonales (axiales) des deux modèles. Une telle situation est souvent rencontrée lorsque la composante axiale du champ magnétosphérique est mal séparée de la composante axiale du champ interne. Une différence du spectre proche de $n/m = +/-1$ indiquera que les harmoniques sectorielles (alignées dans la direction Nord-Sud) sont différentes entre les deux modèles. Une telle situation peut se présenter lorsqu'il y a des contaminations externes le long des orbites des satellites si ces orbites sont quasi polaires.

- Matrice de sensibilité

On peut également analyser la différence entre deux modèles (Eq. 8) normalisée par le spectre de puissance géomagnétique de Lowes-Mauersberger. Cette matrice dite de sensibilité $S(n, m)$ s'exprime en pourcentage pour chaque degré n et ordre m s'écrit

$$S(n, m) = \begin{cases} 100 \frac{i_j g_n^m - j_h_n^m}{\sqrt{\frac{1}{2n+1} \sum_{m=0}^n (j_h_n^m)^2 + (j_h_n^m)^2}} & \text{for } m \geq 0, \\ 100 \frac{i_h_n^m - j_g_n^m}{\sqrt{\frac{1}{2n+1} \sum_{m=0}^n (j_g_n^m)^2 + (j_h_n^m)^2}} & \text{for } m < 0. \end{cases} \quad (16)$$

Son interprétation est immédiate puisque la différence coefficient par coefficient est directement indiquée sous forme de pourcentage. Certaines structures différentes entre deux modèles sont donc directement visibles. Par exemple, une augmentation croissante des différences sur tous les ordres m en fonction du degré n indique généralement une amplification du bruit sur les petites échelles spatiales. Une différence sur tous les ordres $m = 0$ suggèrera une différence sur les contributions zonales du champ (symétriques par rapport à l'axe géomagnétique).

- Corrélation harmonique

Enfin, deux modèles peuvent avoir des différences systématiques d'amplitude entraînant une grande différence en RMS mais toujours être corrélés linéairement. La corrélation degré par degré entre deux modèles $i,j\rho_n$ est la quantité (Langel and Hinze (1998), page 81)

$$i,j\rho_n = \frac{\sum_{m=0}^n (i g_n^m j g_n^m + i h_n^m j h_n^m)}{\sqrt{\left(\sum_{m=0}^n [(i g_n^m)^2 + (i h_n^m)^2] \right) \left(\sum_{m=0}^n [(j g_n^m)^2 + (j h_n^m)^2] \right)}}, \quad (17)$$

qui est, suivant la définition standard du coefficient de corrélation de Pearson, la covariance entre deux modèles divisée par le produit de leur écart type. Il donne 1 pour une corrélation positive complète, 0 pour aucune corrélation et -1 pour un degré d'anticorrélation complet par degré. En général, il est d'usage de considérer en géomagnétisme des corrélations spectrales (très) supérieures à 0.7.

3.5 | Les poids de Huber

Le calcul des poids numériques de Huber a été introduit par (Thébault et al., 2015a) afin de synthétiser dans une seule figure les différences entre les différents modèles dans le domaine géographique. La philosophie générale repose sur l'argument que les coefficients des modèles qui ont été obtenus par problème inverse l'ont été à partir de matrice de covariance qui sont non-diagonales. Ainsi, la comparaison des modèles coefficients par coefficients n'est pas toujours la plus pertinente puisque un coefficient particulier d'un modèle peut être corrélé avec un autre coefficient. Or, dans aucun des cas nous n'avons accès à la matrice de covariance complète des modèles candidats. La pondération arbitraire d'un coefficient prit indépendamment des autres peut donc entraîner de sérieux biais et dégrader la construction d'un modèle moyen tel que l'IGRF. L'autre argument important est que chaque modèle candidat peut très bien montrer des coefficients différents mais que par le jeu des covariances il puisse représenter le champ géomagnétique avec la même cohérence que les autres modèles, au moins dans certaines régions. Ainsi, si dans la diversité des modèles tous représentent le champ localement de manière identique, nous devons considérer que cette zone géographique est bien contrainte par tous les modèles et que tous doivent être localement considérés dans ces zones. Cette cohérence permet de réduire l'intervalle de confiance pour ces zones robustes. A contrario, les modèles trop différents localement des autres doivent être sous-pondérés. Cette action ne peut se faire que dans l'espace géographique et non dans l'espace des paramètres (toujours en raison des covariances inconnues).

Le principe général est donc d'estimer un modèle de maximum de vraisemblance à partir de tous les modèles à l'aide d'un schéma numérique de pondération itératif. Les coefficients de Gauss de chaque modèle candidat sont utilisés pour calculer le champ vectoriel au rayon moyen de la Terre sur le noeud d'une grille quasi-régulière dans l'espace. Le champ est calculé sur 10000 points distribués de manière homogène sur la sphère; ce qui correspond à un échantillonnage suffisant pour décrire toutes les échelles

spatiales jusqu'au degré $n = 13$ des harmoniques sphériques et garantir une orthogonalité numériques des fonctions harmoniques (c'est-à-dire une matrice de covariance diagonale, sans covariance entre les paramètres). Pour chacun des 10000 noeuds nous obtenons autant de valeurs que de nombre de modèles candidats. L'algorithme de Huber résoud ensuite un problème inverse pour les trois composantes du champs à partir de la série des valeurs prédites par chaque modèle sur chacun des noeuds de la grille. Il répond ensuite automatiquement chaque composante de chaque modèle sur chaque noeud afin de mettre en évidence les régions géographiques où les modèles sont en accord et celles où les modèles sont en désaccord. Cette analyse complète l'analyse croisée entre modèles réalisée à partir des critères décrits ci-dessus. Cette approche a servi guide pour générer le schéma de pondération qui a été utilisé pour la production de l'IGRF-12 et l'IGRF-13. L'avantage de cette approche est que tous les modèles sont pris en compte : même si certains ne sont pas d'accord dans certaines régions, ils sont informatifs dans d'autres, améliorant ainsi la précision régionale de l'IGRF final. Sur le plan technique, les poids qui entrent dans le calcul d'inversion sont alloués par une hypothèse sur la distribution de l'erreur en chaque noeud. Cette distribution est connue sous le nom de distribution de Huber

$$H(\epsilon) = \frac{1}{N_c} \begin{cases} \exp(-\epsilon^2/2), & |\epsilon| < c \\ \exp(-c|\epsilon| + c/2), & |\epsilon| \geq c \end{cases} \quad (18)$$

où ϵ est l'écart par rapport à la meilleure estimation du modèle moyen. La constante c doit être choisie comme un compromis entre une distribution de Laplace (obtenue lorsque $c = 0$) et une distribution gaussienne (obtenue lorsque $c \rightarrow \infty$). Le facteur c est fixé et égal à 1,345, ce qui correspond à une distribution hybride entre Gaussienne et Laplace.

Le problème revient ensuite à minimiser la fonction de coût

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^K \sum_{p=1}^P \sum_{k=1}^3 ({}_i\omega_{k,p}) ({}_i\epsilon_{k,p}), \quad (19)$$

avec ${}_i\epsilon_{k,p} = ({}_iB_{k,p} - \tilde{B}_{k,p})$, K le nombre de valeurs correspondant à tous les modèles en chaque noeud, P le nombre de noeuds de la grille et k la composante du champ, North, Est ou radiale. La solution est obtenue de manière itérative par le problème inverse à l'itération $it + 1$ par

$$\tilde{\mathbf{x}}_{it+1} = \tilde{\mathbf{x}}_{it} + (\mathbf{A}'\mathbf{W}_{it}\mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}'\mathbf{W}_{it}(\mathbf{A}\tilde{\mathbf{x}}_{it} - \mathbf{B}), \quad (20)$$

où \mathbf{A} est la matrice des harmoniques sphériques (avec \prime désignant sa transposée) calculée sur les coordonnées géographiques des noeuds de la grille régulière, et \mathbf{B} le vecteur des composantes du champ magnétique sur tous les noeuds calculés à partir des modèles K . A chaque itération it la matrice des poids pour la position p sur la sphère de référence, la composante k du champ magnétique du modèle k

est mise à jour numériquement suivant le critère de Huber

$$W_{it} = \begin{cases} 1 & \text{if } \bar{\epsilon}_{k,p} \leq c \\ c/\bar{\epsilon}_{k,p} & \text{if } \bar{\epsilon}_{k,p} > c \end{cases} . \quad (21)$$

La figure 11 montre un exemple d'estimation des poids de Huber à partir de 7 modèles candidats à l'IGRF-13 pour la composante radiale. Nous constatons que tous les modèles sont affectés d'un poids égal à 1 dans une large variété de domaines géographiques. Pour ces régions, tous les modèles sont cohérents et permettent de mieux contraindre notre connaissance du champ principal. En revanche, certaines disparités géographiques sont évidentes. Le modèle C, par exemple, a une sous-pondération dans les zones polaires qui indique une déviation notable par rapport aux autres modèles, sans doute dûe à une contamination par le champ magnétosphérique externe car ces poids inférieurs à 1 sont orientés selon l'axe incliné du dipôle magnétique. Le modèle G est sous-pondéré avec une distribution qui semble suivre les continents. Nous pouvons ainsi suspecter un biais, peut-être crustal, en raison d'une utilisation mal maîtrisée des données d'observatoires. Le modèle E quant à lui présente de fortes différences en Asie et dans le Pacifique dont l'origine est inconnue. Enfin, le modèle H est ponctué de régions sous-pondérées dont les dimensions spatiales laissent présumer que ce modèle devient instable pour les petites échelles spatiales (haut degrés des harmoniques sphériques) mais qu'il est globalement également cohérent pour les grandes échelles du champ.

Il convient de noter que ces calculs sont réalisés au rayon terrestre de référence mais que l'IGRF est de plus en plus utilisé aux altitudes des satellites. Or, l'atténuation géométrique des petites échelles avec l'altitude est très rapide de sorte qu'une étude similaire calculée, par exemple, à 1000 km d'altitude aurait montré une meilleure cohérence entre les modèles. A contrario, un calcul numérique des poids à 2900 km de profondeur, à la frontière noyau-manteau, aurait illustrer les divergences entre ces modèles principalement à petites échelles.

4 | INCERTITUDES ESTIMÉES DU MODÈLE IGRF

L'IGRF vise à fournir un modèle du domaine principal accessible à une variété d'utilisateurs. Il est censé donner une approximation raisonnable, à, près et au-dessus de la surface de la Terre, de la partie du champ magnétique terrestre d'origine interne. Cependant, il est clair qu'il ne peut pas capturer toutes les sources internes en raison des caractéristiques à petite échelle du champ crustal qui le masque. Il ne peut non plus capturer les caractéristiques non linéaires de la variation séculaire. Des estimations d'incertitude peuvent être faites en comparant les valeurs du modèle IGRF-13 aux mesures de stations de répétitions et d'observatoires. Les différences globales (ou résidus) sont utilisées pour calculer la moyenne (qui est d'environ zéro) et l'écart type pour chaque composante du champ magnétique.

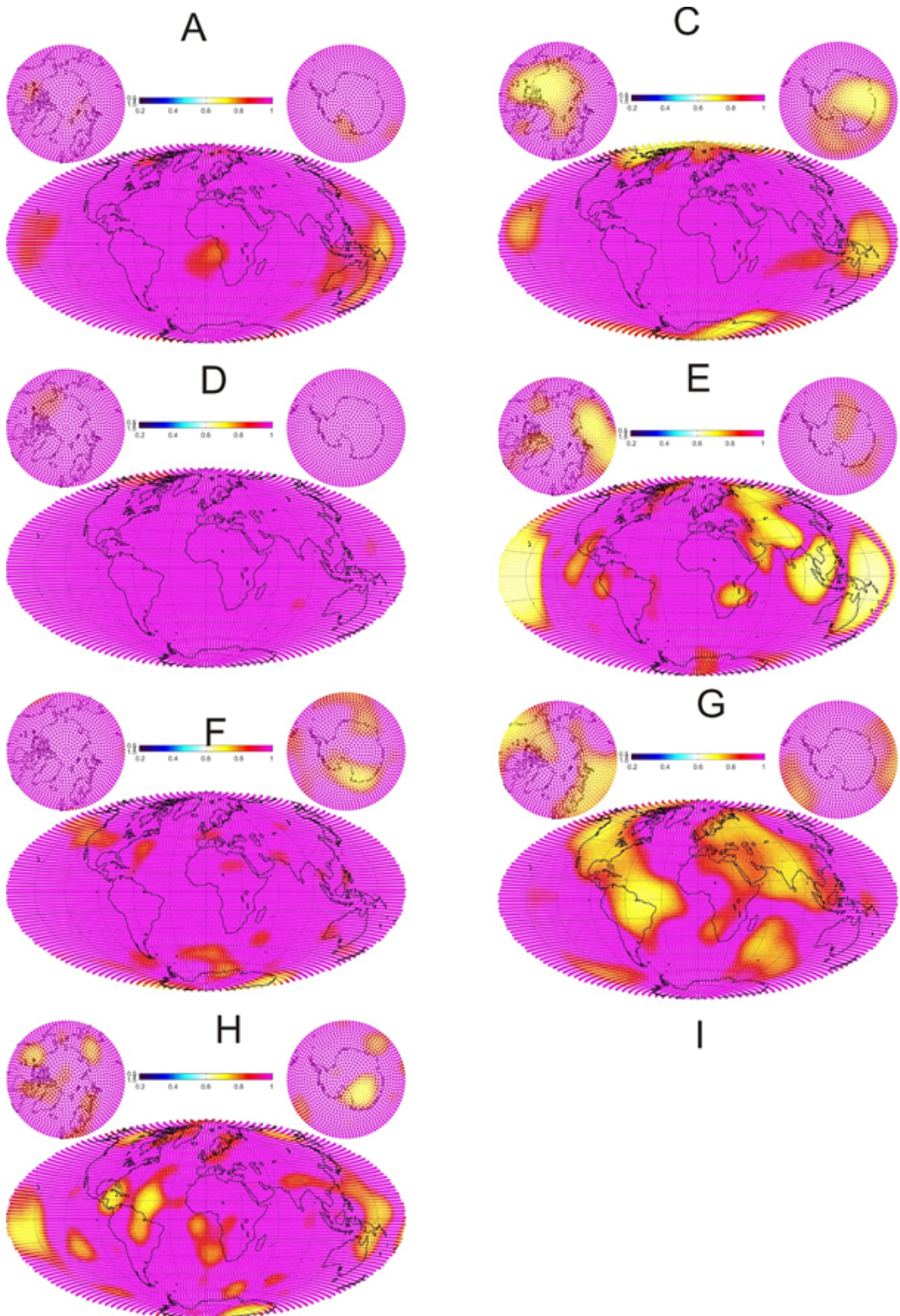


FIGURE 11 Exemple de poids numériques de Huber calculés dans l'espace physique à partir de 7 modèles candidats au champ principal pour l'édition de l'IGRF-13.

4.1 | Erreur de représentation pour le champ principal géomagnétique

Les erreurs dans les coefficients de Gauss et le nombre de virgules flottantes entraînent des erreurs et approximations dans la prédiction du champ principale (FJ, 2000). En raison de la variation temporelle du champ, des modèles stables et réalistes dans le temps ne peuvent être produits que pour des périodes de temps bien couvertes par les satellites mesurant le champ vectoriel. Cela permet de résoudre les biais géographiques liés à la distribution des observatoires magnétiques sur les continents. Les périodes correspondant aux levés de MAGSAT (1979-1980) et depuis 1999 (Ørsted, CHAMP, Swarm) correspondent à des générations plus robustes et cohérentes des modèles. Pour les autres périodes de temps, l'appréciation de la qualité des modèles est plus limitée en raison de la variation temporelle mal connue du champ géomagnétique et parfois la perte des données utilisées pour construire les modèles.

L'estimation de l'incertitude "vraie" des modèles numériques reste de toute façon difficile. Le groupe de travail pour l'IGRF a néanmoins tenté de proposer des incertitudes en fonction des époques. Notons à ce propos que le British Geological Survey a présenté une étude rétrospective sur 130 ans lors de la dernière assemblée de l'UGGI (Juillet 2023, Berlin). Cette présentation devant le groupe de travail était destinée à raffiner les incertitudes proposées jusqu'à ce jour. Pour les différentes périodes, Franck Lowes (Université de Newcastle) a proposé les estimations suivantes (FJ, 2000):

Pour l'IGRF de 1900–1940, la précision était d'environ 50 nT rms. L'expérience de terrain sur des mesures anciennes (dont la qualité est elle-même mal évaluée) indique cependant qu'une valeur de 100 nT rms est plus réaliste. Pour la période: 1945–1960, l'auteur suggère que les erreurs rms diminuent linéairement d'environ 300 nT en 1945 à environ 100 nT en 1960. Pour la période: 1965–1995, une approximation raisonnable pour l'erreur est posée à environ 50 nT. Pour 1980, les estimations de la précision des coefficients conduisent à des incertitudes dans une gamme 5-10 nT. Cette amélioration est dû aux mesures du satellite MAGSAT. Pour les périodes récentes, à partir de 2000, nous estimons que l'erreur reste dans cette gamme en dépit des améliorations techniques. La raison principale de cette limite provient sans doute de la superposition du champ magnétosphérique statique aligné sur le dipôle axial du champ géomagnétique interne.

Lorsque l'on mesure le champ magnétique en un point de la surface de la Terre il faut s'attendre à des valeurs mesurées parfois très différentes de celles prédites par l'IGRF. Ces différences s'atténuent avec l'altitude.

De nombreuses sources d'erreur ou de variations induites par les contributions des bâtiments, des voitures en stationnement, etc... sont par nature imprévisibles. Il existe de nombreuses sources artificielles (trafic, trains électriques, tramways, etc.) et naturels (provenant des courants électriques dans l'ionosphère et la magnétosphère) variant dans le temps, et les champs induits associés provenant des courants induits dans la Terre conductrice. Les champs ionosphériques et magnétosphériques se produisent à des échelles de temps allant de la seconde à l'heure. Dans des conditions "calmes", elles peuvent être aussi petites que 20 nT (mais meilleures près de l'équateur géomagnétique et au-dessus des calottes polaires), et plus de 1000 nT pendant un orage magnétique. Sur une échelle de temps plus longue (jours à années), le champ magnétique à grande échelle du courant annulaire externe (représenté approximativement par l'indice Dst) donnera peut-être 1000 nT pendant et après un orage magnétique.

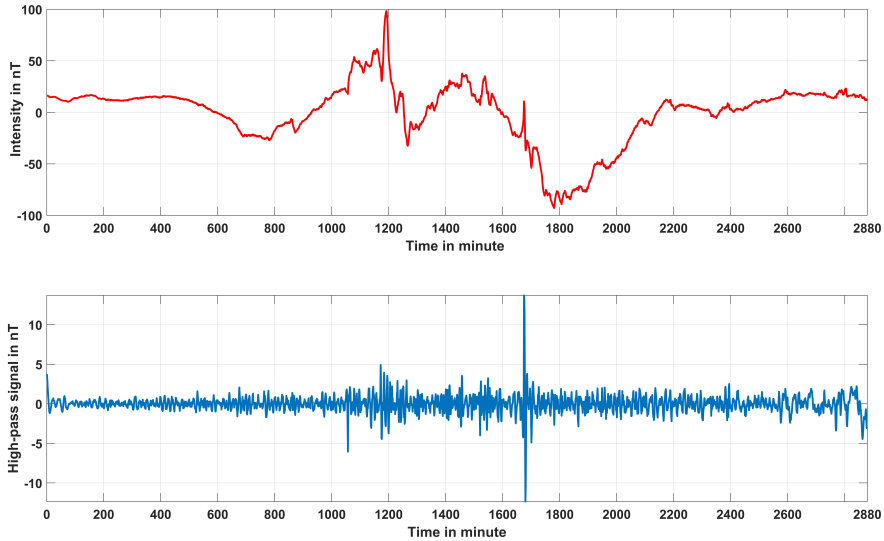


FIGURE 12 Mesures de l'intensité à la station "CMF" opérée par le BCMT et située à Clermont-Ferrand lors de l'orage magnétique du 23-24 avril 2023 (haut). En bas, les résidus obtenus après correction des grandes tendances magnétosphériques.

L'aimantation des roches crustales peut également ajouter des champs locaux à petite échelle qui sont généralement d'une magnitude de 200 nT. Cependant, ces champs peuvent également être beaucoup plus grands, notamment en domaine océanique (Oehler et al., 2018).

La figure 12 montre l'intensité magnétique centrée sur 0 lors de l'orage magnétique du 23-24 avril 2023 à la station CMF (Clermont-Ferrand). En dépit d'une latitude basse de la ville de Clermont-Ferrand, l'anomalie observée est d'environ +/-100 nT au maximum d'intensité. Cette variation importante et rapide du champ géomagnétique ne peut pas être corrigée parfaitement par la représentation mathématique du champ magnétosphérique. La dynamique est telle que des variations rapides persistent dans le signal (Figure 12-bas). Ce type d'évènements fréquents n'est pas prédit par l'IGRF ni aucun modèle géomagnétique. En cas de mesures du champ géomagnétique sur une telle période cet effet qui se superposera au champ principal indiquera une déviation significative par rapport à un modèle tel que l'IGRF.

4.2 | Erreur de représentation de la composante séculaire

L'erreur de représentation ou de prédiction est à l'heure actuelle encore impossible à prévoir. D'une part, le champ géomagnétique ne varie pas linéairement avec le temps et est sujet à des accélérations et des décélérations. L'utilisation de l'interpolation linéaire sur cinq ans telle qu'elle est représentée par l'IGRF est susceptible de se dégrader avec le temps. L'expérience passée a montré que pendant la période d'extrapolation de 5 ans, la SV prédictive est généralement erronée d'environ 20 nT/an avec des

différences importantes selon les régions.

(Beggan, 2022) a calculé des erreurs moyennes sur des périodes récentes. En termes d'incertitude globale associée aux modèles IGRF entre 1980 et 2020, l'écart type des résidus dans la composante Nord (X) est de 144 nT, 136 nT dans la composante Est (Y) et 293 nT dans la composante verticale (Z). Pour la déclinaison ces valeurs correspondent à 0,39°, 0,29° en inclinaison et 178 nT pour l'intensité globale. Un fois encore, ces incertitudes sont calculées à la surface terrestre, non à l'altitude aéronautique ou des satellites. En étant plus prudent et en considérant les erreurs non plus comme Gaussienne mais en suivant une distribution de Laplace, les incertitudes de X, Y et Z peuvent être estimées à 87, 73 et 114 nT, respectivement dans l'intervalle de confiance à 68.3 pourcent. Naturellement, cette valeur statistique n'est valable que pour les zones "normales". Dans une zone très anormale (comme une île volcanique), les incertitudes sont plus importantes. A l'inverse, dans une région à faible anomalie (comme un bassin sédimentaire), les incertitudes seront probablement plus faibles. Il est très important de préciser que ces différences entre les mesures satellitaires et terrestres sont essentiellement dûes à la présence du champ crustal dont les contributions couvrent toutes les échelles spatiales. Si une meilleure précision de localisation est nécessaire, il convient de rajouter les contributions statiques du champ crustal au champ principal. Un tel modèle, encore incomplet mais valable jusqu'à environ 30 km de résolution spatiale est disponible en open source (Thébault et al., 2021).

5 | REMARQUES CONCLUSIVES

La modélisation du champ géomagnétique est une activité soutenue par une petite communauté mondiale de géomagnéticiens mais environnée par des réseaux de mesures au sol, aux observatoires magnétiques et, depuis 20 ans, par la mesure quasi-continue depuis l'espace. Les techniques numériques initialement conçues sans information a priori sur la physique du champ géomagnétique incorporent de plus en plus des résultats de la simulation géodynamo terrestre. Le modèle de champ géomagnétique le plus consensuel est le modèle géomagnétique international de référence (IGRF). Il est par nature incomplet et moyen afin de pouvoir être utilisé pour une très large variété d'applications. La conception d'un tel modèle à partir des observatoires magnétiques souffre de limites liées à la distribution des données principalement sur les continents, à la proximité des contributions crustales, et à la difficulté de séparer précisément les sources internes des sources externes. Le projet MAGIOBS explorera différentes techniques afin de définir: 1) la limite actuelle liée à la distribution INTERMAGNET; 2) les contraintes de chaque observatoire dans les modèles finaux; 3) la pertinence de développer un système de pondération itératif pour restaurer l'orthogonalité des fonctions de bases à partir des distributions actuelles; 4) l'effet de la prise en compte et la correction du champ crustal sur les modèles de champ principal. Ces résultats devront être confrontés aux spécifications requises, notamment en termes de précisions nécessaires à la navigation aéronautique, au sol et dans l'espace. Les données d'observatoires magnétiques terrestres INTERMAGNET sont disponibles sur <http://intermagnet.org>; une compilation préformatée est publiée par l'ESA régulièrement (AUX-OBS-HMV via le client "vires" en python) ou au World Data Center par ftp (WDC for Geomagnetism).

references

- Alken, P., Chulliat, A. and Nair, M. (2021a) Noaa/ncei and university of colorado candidate models for igrf-13. *Earth, Planets and Space*, **73**, 1–9.
- Alken, P., Thébaud, E., Beggan, C., Aubert, J., Baerenzung, J., Brown, W. J., Califf, S., Chulliat, A., Cox, G., Finlay, C. C. et al. (2021b) Evaluation of candidate models for the 13th generation international geomagnetic reference field. *Tech. rep.*, Springer.
- Alken, P., Thébaud, E., Beggan, C. D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T., Brown, W., Califf, S., Chambodut, A. et al. (2021c) International geomagnetic reference field: the thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, **73**, 1–25.
- Backus, G., Parker, R. L. and Constable, C. (1996) *Foundations of geomagnetism*. Cambridge University Press.
- Baerenzung, J., Holschneider, M., Wicht, J., Lesur, V. and Sanchez, S. (2020) The kalmag model as a candidate for igrf-13. *Earth, Planets and Space*, **72**, 1–13.
- Beggan, C. D. (2022) Evidence-based uncertainty estimates for the international geomagnetic reference field. *Earth, Planets and Space*, **74**, 1–11.
- Beranzoli, L., De Santis, A., Etiope, G., Favali, P., Frugoni, F., Smriglio, G., Gasparoni, F. and Marigo, A. (1998) Geostar: a geophysical and oceanographic station for abyssal research. *Physics of the Earth and planetary interiors*, **108**, 175–183.
- Brown, W. J., Beggan, C. D., Cox, G. A. and Macmillan, S. (2021) The bgs candidate models for igrf-13 with a retrospective analysis of igrf-12 secular variation forecasts. *Earth, Planets and Space*, **73**, 1–21.
- Chulliat, A., Matzka, J., Masson, A. and Milan, S. (2017) Key ground-based and space-based assets to disentangle magnetic field sources in the earth's environment. *Space Science Reviews*, **206**, 123–156.
- Civet, F., Thébaud, E., Verhoeven, O., Langlais, B. and Saturnino, D. (2015) Electrical conductivity of the earth's mantle from the first swarm magnetic field measurements. *Geophysical Research Letters*, **42**, 3338–3346.
- Constable, C. and Johnson, C. (2005) A paleomagnetic power spectrum. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **153**, 61–73.
- Finlay, C., Lesur, V., Thébaud, E., Vervelidou, F., Morschhauser, A. and Shore, R. (2017) Challenges handling magnetospheric and ionospheric signals in internal geomagnetic field modelling. *Space Science Reviews*, **206**, 157–189.
- Finlay, C. C., Kloss, C., Olsen, N., Hammer, M. D., Tøffner-Clausen, L., Grayver, A. and Kuvshinov, A. (2020) The chaos-7 geomagnetic field model and observed changes in the south atlantic anomaly. *Earth, Planets and Space*, **72**, 1–31.
- FJ, L. (2000) An estimate of the errors of the igrf/dgrf fields 1945-2000. *Earth, planets and space*, **52**, 1207–1211.
- Fournier, A., Aubert, J., Lesur, V. and Ropp, G. (2021a) A secular variation candidate model for igrf-13 based on swarm data and ensemble inverse geodynamo modelling. *Earth, Planets and Space*, **73**, 43.
- Fournier, A., Aubert, J., Lesur, V. and Thébaud, E. (2021b) Physics-based secular variation candidate models for the igrf. *Earth, Planets and Space*, **73**, 1–18.
- Fournier, A., Aubert, J. and Thébaud, E. (2015) A candidate secular variation model for igrf-12 based on swarm data and inverse geodynamo modelling. *Earth, Planets and space*, **67**, 1–17.
- Huder, L., Gillet, N., Finlay, C. C., Hammer, M. D. and Tchoungui, H. (2020) Cov-obs. x2: 180 years of geomagnetic field evolution from ground-based and satellite observations. *Earth, Planets and Space*, **72**, 1–18.

- Hulot, G., Balogh, A., Christensen, U. R., Constable, C. G., Manda, M. and Olsen, N. (2010) The earth's magnetic field in the space age: An introduction to terrestrial magnetism. *Space Science Reviews*, **155**, 1.
- Hulot, G., Olsen, N., Thébault, E. and Hemant, K. (2009) Crustal concealing of small-scale core-field secular variation. *Geophysical Journal International*, **177**, 361–366.
- Hulot, G., Sabaka, T. and Olsen, N. (2007) The present field. *Treatise of geophysics*, **5**.
- Langel, R. and Estes, R. (1982) A geomagnetic field spectrum. *Geophysical Research Letters*, **9**, 250–253.
- Langel, R. A. and Hinze, W. J. (1998) *The magnetic field of the Earth's lithosphere: The satellite perspective*. Cambridge University Press.
- Lesur, V., Gillet, N., Hammer, M. and Manda, M. (2022) Rapid variations of earth's core magnetic field. *Surveys in Geophysics*, **43**, 41–69.
- Lesur, V., Hamoudi, M., Choi, Y., Dymont, J. and Thébault, E. (2016) Building the second version of the world digital magnetic anomaly map (wdmam). *Earth, Planets and Space*, **68**, 1–13.
- Lhuillier, F., Fournier, A., Hulot, G. and Aubert, J. (2011) The geomagnetic secular-variation timescale in observations and numerical dynamo models. *Geophysical research letters*, **38**.
- Love, J. J. and Chulliat, A. (2013) An international network of magnetic observatories. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **94**, 373–374.
- Lowes, F. (1974) Spatial power spectrum of the main geomagnetic field, and extrapolation to the core. *Geophysical Journal International*, **36**, 717–730.
- Maus, S. (2010) An ellipsoidal harmonic representation of earth's lithospheric magnetic field to degree and order 720. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **11**.
- Meier, M. M., Berger, T., Jahn, T., Matthiä, D., Plettenberg, M. C., Scheibinger, M., Schennetten, K. and Wirtz, M. (2023) Impact of the south atlantic anomaly on radiation exposure at flight altitudes during solar minimum. *Scientific Reports*, **13**, 9348.
- Menvielle, M. and Marchaudon, A. (2007) Geomagnetic indices in solar-terrestrial physics and space weather. In *Space Weather: Research Towards Applications in Europe*, 277–288. Springer.
- Metman, M. C., Beggan, C. D., Livermore, P. W. and Mound, J. E. (2020) Forecasting yearly geomagnetic variation through sequential estimation of core flow and magnetic diffusion. *Earth, Planets and Space*, **72**, 1–16.
- Minami, T., Nakano, S., Lesur, V., Takahashi, F., Matsushima, M., Shimizu, H., Nakashima, R., Taniguchi, H. and Toh, H. (2020) A candidate secular variation model for igrf-13 based on mhd dynamo simulation and 4denvar data assimilation. *Earth, Planets and Space*, **72**, 1–24.
- Oehler, J.-F., Rouxel, D. and Lequentrec-Lalancette, M.-F. (2018) Comparison of global geomagnetic field models and evaluation using marine datasets in the north-eastern atlantic ocean and western mediterranean sea. *Earth, Planets and Space*, **70**, 1–15.
- Olsen, N., Friis-Christensen, E., Floberghagen, R., Alken, P., Beggan, C. D., Chulliat, A., Doornbos, E., Da Encarnação, J. T., Hamilton, B., Hulot, G. et al. (2013) The swarm satellite constellation application and research facility (scarf) and swarm data products. *Earth, Planets and Space*, **65**, 1189–1200.
- Pavón-Carrasco, F. J., Marsal, S., Torta, J. M., Catalán, M., Martín-Hernández, F. and Tordesillas, J. M. (2020) Bootstrapping swarm and observatory data to generate candidates for the dgrf and igrf-13. *Earth, Planets and Space*, **72**, 1–18.
- Petrov, V. G. and Bondar, T. N. (2021) Izmiran candidate field model for igrf-13. *Earth, Planets and Space*, **73**, 1–4.

- Ropp, Guillaume, V. L. J. B. and Matthias, H. (202) Sequential modelling of the earth's core magnetic field. *Earth, Planets and Space*, **72**, 1–15.
- Rother, M., Korte, M., Morschhauser, A., Vervelidou, F., Matzka, J. and Stolle, C. (2021) The mag. num core field model as a parent for igfr-13, and the recent evolution of the south atlantic anomaly. *Earth, Planets and Space*, **73**, 1–17.
- Sabaka, T. J., Olsen, N. and Purucker, M. E. (2004) Extending comprehensive models of the earth's magnetic field with ørsted and champ data. *Geophysical Journal International*, **159**, 521–547.
- Sabaka, T. J., Tøffner-Clausen, L., Olsen, N. and Finlay, C. C. (2020) Cm6: a comprehensive geomagnetic field model derived from both champ and swarm satellite observations. *Earth, Planets and Space*, **72**, 1–24.
- Sanchez, S., Wicht, J. and Bärenzung, J. (2020) Predictions of the geomagnetic secular variation based on the ensemble sequential assimilation of geomagnetic field models by dynamo simulations. *Earth, Planets and Space*, **72**, 1–20.
- Tangborn, A., Kuang, W., Sabaka, T. J. and Yi, C. (2021) Geomagnetic secular variation forecast using the nasa gems ensemble kalman filter: A candidate sv model for igfr-13. *Earth, Planets and Space*, **73**, 1–14.
- Thebault, E., Alken, P. and Toh, H. (2015) Special issue “international geomagnetic reference field-the twelfth generation. *Earth, Planets and Space*, **67**, 1–2.
- Thébault, E., Chulliat, A., Maus, S., Hulot, G., Langlais, B., Chambodut, A. and Menvielle, M. (2010a) Igfr candidate models at times of rapid changes in core field acceleration. *Earth, planets and space*, **62**, 753–763.
- Thébault, E., Finlay, C. C., Alken, P., Beggan, C. D., Canet, E., Chulliat, A., Langlais, B., Lesur, V., Lowes, F. J., Manoj, C. et al. (2015a) Evaluation of candidate geomagnetic field models for igfr-12. *Earth, Planets and Space*, **67**, 1–23.
- Thébault, E., Finlay, C. C., Beggan, C. D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L. et al. (2015b) International geomagnetic reference field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, **67**, 1–19.
- Thébault, E., Hemant, K., Hulot, G. and Olsen, N. (2009) On the geographical distribution of induced time-varying crustal magnetic fields. *Geophysical Research Letters*, **36**.
- Thébault, E., Hulot, G., Langlais, B. and Vigneron, P. (2021) A spherical harmonic model of earth's lithospheric magnetic field up to degree 1050. *Geophysical Research Letters*, **48**, e2021GL095147.
- Thébault, E., Purucker, M., Whaler, K. A., Langlais, B. and Sabaka, T. J. (2010b) The magnetic field of the earth's lithosphere. *Space science reviews*, **155**, 95–127.
- Verhoeven, O., Thébault, E., Saturnino, D., Houliéz, A. and Langlais, B. (2021) Electrical conductivity and temperature of the earth's mantle inferred from bayesian inversion of swarm vector magnetic data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **314**, 106702.
- Vigneron, P., Hulot, G., Léger, J.-M. and Jager, T. (2021) Using improved swarm's experimental absolute vector mode data to produce a candidate definitive geomagnetic reference field (dgrf) 2015.0 model. *Earth, Planets and Space*, **73**, 1–10.
- Wardinski, I., Saturnino, D., Amit, H., Chambodut, A., Langlais, B., Mandea, M. and Thebault, E. (2020) Geomagnetic core field models and secular variation forecasts for the 13th international geomagnetic reference field (igfr-13). *Earth, Planets and Space*, **72**, 1–22.
- Yang, Y., Hulot, G., Vigneron, P., Shen, X., Zhima, Z., Zhou, B., Magnes, W., Olsen, N., Tøffner-Clausen, L., Huang, J. et al. (2021) The cses global geomagnetic field model (cggm): an igfr-type global geomagnetic field model based on data from the china seismo-electromagnetic satellite. *Earth, Planets and Space*, **73**, 1–21.